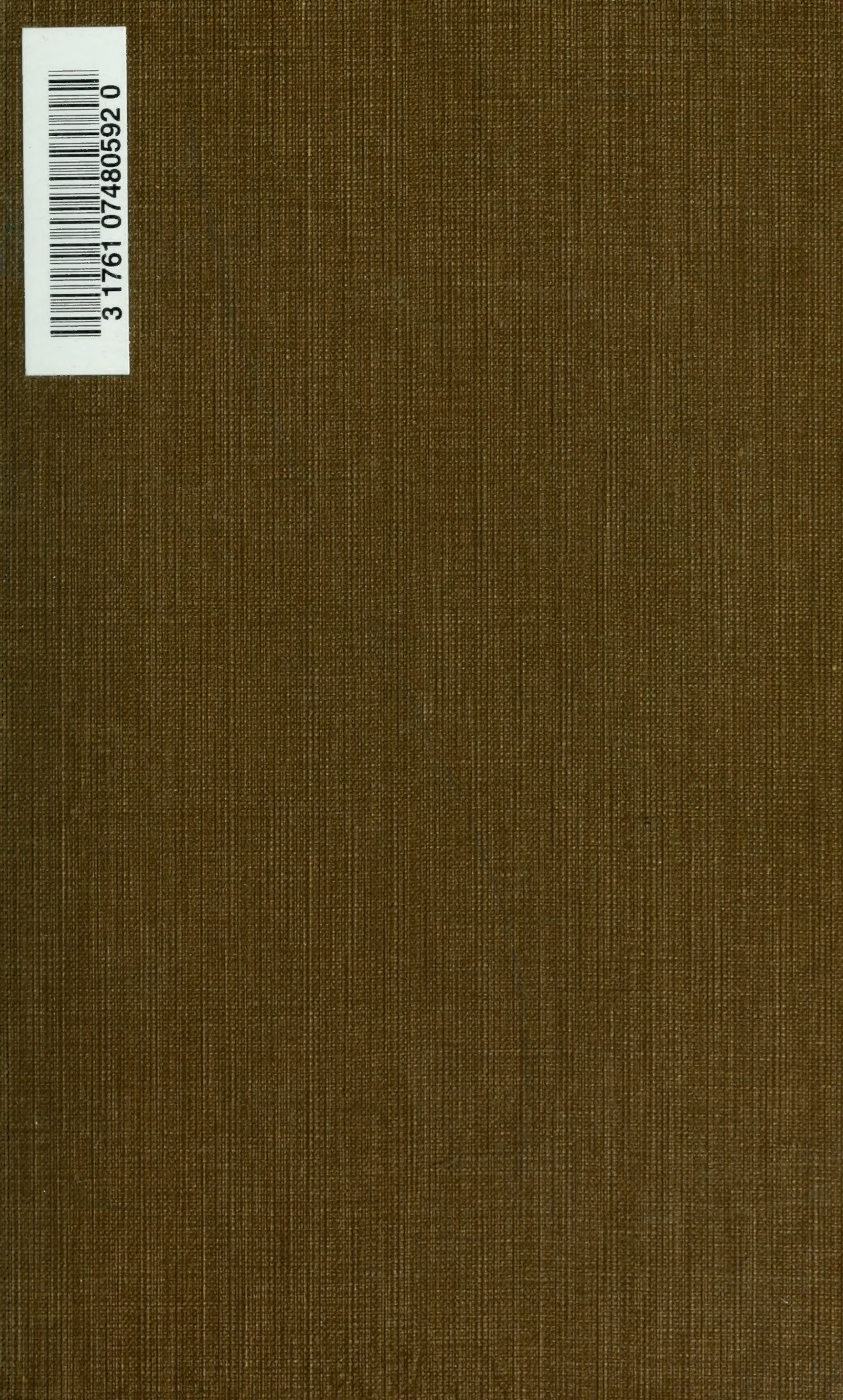

3 1761 07480592 0

# MANUEL D'OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

# DU MÊME AUTEUR

---

**Manuel pratique de Météorologie,** 1 vol. in-8 de 147 pages avec cartes hors texte et fig. (MASSON ET C^ie^, éditeurs), 2^e^ édit., revue.. **10 fr. net.**
*(Ouvrage couronné par la Société de Géographie, médaille d'or.)*

**Préparation météorologique des Voyages aériens,** 1 vol. in-8 de 60 pages avec figures (MASSON ET C^ie^, éditeurs).... .... **6 fr. net.**

**Le Compas de navigation aérienne,** 1 vol. in-8 de 72 pages avec figures (MASSON ET C^ie^, éditeurs).. ... ........ ...... . **10 fr. net.**
*(Ouvrages couronnés par la Société d'encouragement pour l'industrie nationale.)*

---

*FASCICULES DE LA DEUXIÈME EXPÉDITION ANTARCTIQUE FRANÇAISE COMMANDÉE PAR LE Dr JEAN CHARCOT* (1908-1910)
(MASSON ET C^ie^, éditeurs).

**Observations d'Électricité atmosphérique faites dans l'Antarctique,** 1 fascicule in-4 de 40 pages avec figures et 7 planches hors texte.

**Observations Météorologiques,** 1 fascicule in-4 de 260 pages avec 16 planches hors texte.

**Océanographie Physique,** 1 fascicule in-4 de 46 pages avec figures et 2 planches hors texte.
*(Ouvrages couronnés par l'Académie des sciences, prix Victor Raulin.)*

---

**Le Pôle Sud,** histoire des voyages antarctiques (ERNEST FLAMMARION, éditeur).

---

**Notice Météorologique sur les côtes de France et d'Algérie** (SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE).





J. ROUCH

Capitaine de Corvette
Professeur à l'École Navale

# MANUEL D'OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE



MASSON ET C^ie, ÉDITEURS
120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS (VI^e)
1922


JUSTUS PERTHES
28 NOV. 1922
GOTHA

# MANUEL
# D'OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

## *INTRODUCTION*

Ce livre, comme la plupart de ceux que j'ai publiés jusqu'à ce jour, est le résultat d'un enseignement. Il résume le cours que je professe à l'École Navale.

Au sens général, l'océanographie est la partie de la géographie qui s'occupe de la mer. L'océanographie physique comprend l'étude des caractères physiques de la mer, profondeur, étendue, température, propriétés physiques et chimiques, mouvements.

L'océanographie physique est une science d'observation. Avant de chercher à établir des lois, à étudier les relations des phénomènes entre eux, il faut d'abord les connaître et les mesurer. C'est cette considération qui m'a dicté le plan de l'ouvrage. Dans la première partie, j'expose les procédés et les méthodes d'observations ; la deuxième partie est consacrée à l'examen des principaux résultats acquis jusqu'à ce jour.

Désirant faire avant tout un ouvrage pratique, — celui que j'aurais souhaité avoir moi-même lorsque je suis parti pour ma première mission océanographique, — j'ai pensé que je ne devais pas surcharger ce manuel de l'exposé historique des questions, ni de l'examen de toutes les théories, de toutes les hypothèses qui ont été émises sur les phénomènes si complexes de la mer. Les faits acquis sont encore en si petit nombre que les explications sont souvent prématurées.

Je me contente d'étudier l'instrument qui m'a paru le

meilleur. Les procédés indiqués sont ceux qui ont été approuvés et recommandés à plusieurs reprises par le *Conseil permanent international pour l'exploration de la mer*, et ils viennent d'être encore adoptés par le *Congrès pour l'exploration de la Méditerranée*, dont j'ai l'honneur de faire partie.

J'ai laissé de côté des problèmes un peu spéciaux, qui exigent une science toute particulière, par exemple l'analyse des fonds marins, l'analyse complète de l'eau de mer, et bien d'autres. Ce livre a été écrit pour des lecteurs qui ne sont pas forcément chimistes ou minéralogistes, et je ne pouvais pas parler de choses que je ne connais pas suffisamment. Je n'ai pas non plus traité certaines questions, qui ne sont pas, à mon avis, du ressort de l'océanographie physique proprement dite, comme la topographie littorale, la formation des rivages, les coraux, les volcans sous-marins, etc. Par contre, j'ai pensé que, tout en essayant de conserver à cet ouvrage un caractère élémentaire, je ne pouvais pas escamoter, sous prétexte qu'elle était difficile, l'étude de la marée (1).

Il n'est pas possible aujourd'hui d'écrire un livre sur l'océanographie physique sans faire plusieurs emprunts aux livres classiques de M. Thoulet et du Dr Richard. C'est à l'école de ces deux savants que j'ai appris l'océanographie, et ce modeste manuel, à côté des traités fondamentaux qu'ils ont écrits, n'est que le témoignage de ce que je leur dois.

Je suis aussi heureux de profiter de cette occasion pour adresser un souvenir à M. Camille Vallaux, dont les leçons faites à l'École Navale, il y a déjà plus de vingt ans, sur la « Géographie générale appliquée à l'étude des mers », m'ont donné le goût d'une science qui m'a procuré bien des joies et m'a fait faire de beaux voyages.

Enfin, si un ouvrage de cette sorte comportait une dédi-

(1) Les passages imprimés en petits caractères contiennent presque tous des développements théoriques, qui, quoique très élémentaires, peuvent être passés à première lecture.

cace, je l'aurais dédié à Jean Charcot, qui a tant fait pour le développement des études océanographiques en France et grâce auquel j'ai pu faire, dans l'Antarctique, la plus belle et la plus intéressante campagne océanographique qu'un marin pouvait rêver.

# PREMIÈRE PARTIE

# LES PROCÉDÉS

## CHAPITRE PREMIER

## SONDAGES PAR FAIBLES PROFONDEURS

Le *sondage* est l'opération qui consiste à mesurer la profondeur de la mer. On emploie très souvent le mot *sonde* pour désigner la profondeur elle-même : on dira par exemple une sonde de 10 mètres, de 20 mètres...

L'étude des profondeurs de la mer au voisinage des terres doit être très complète pour fournir aux navigateurs des cartes exactes. Quand les profondeurs ne dépassent pas une vingtaine ou une trentaine de mètres, les sondages se pratiquent simplement en lançant un plomb dans la mer au bout d'une ligne graduée. Nous n'insisterons pas sur cette opération, qui, quoique très simple, demande, pour donner des renseignements exacts, des précautions minutieuses. Ces sondages-là sont d'ailleurs plutôt du ressort de l'hydrographie que de l'océanographie proprement dite.

Au-dessus de 30 mètres jusqu'à 200 mètres, les sondages se font, à bord des navires, à l'aide d'instruments spéciaux, dont les plus répandus sont le *sondeur Thomson* et le *sondeur Warluzel*. Ces deux instruments permettent de sonder jusqu'à une profondeur de 200 mètres, sans qu'il soit nécessaire de stopper le navire. C'est là un avantage sérieux en navigation, car il permet de multiplier les sondes au moment d'un atterrissage, sans avoir à perdre du temps.

SONDEUR THOMSON.

L'usage du sondeur, imaginé par sir William Thomson (lord Kelvin), s'est répandu dans toutes les marines du monde.

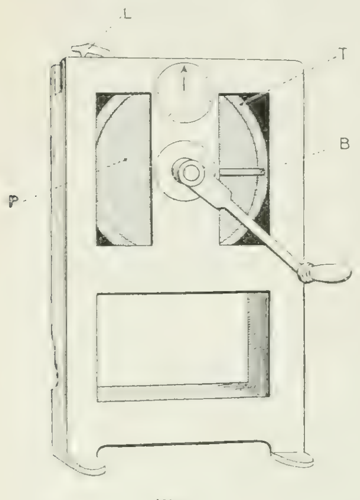



Fig. 1.

Le modèle actuellement en service dans la marine française est le modèle 1904, dont voici le fonctionnement :

Le sondeur se compose d'un touret en fonte, sur lequel sont enroulés 500 mètres de câble d'acier galvanisé à 7 brins, pouvant supporter une charge de 240 kilogrammes (fig. 1).

L'axe du touret, qui peut recevoir des manivelles, est porté par un châssis en bois, de forme rectangulaire, évidé à la partie inférieure et renforcé de quatre garnitures en fonte, terminées à leur base par des équerres, permettant de fixer le sondeur sur le pont au moyen de vis.

A sa partie supérieure, le châssis porte, sur une de ses faces, un compteur indiquant le nombre de mètres de câble déroulés. Cette indication est donnée par une aiguille actionnée par l'axe du touret, au moyen d'un train d'engrenages.

Le touret comprend deux parties distinctes (fig. 2) :

1° Un *anneau* T en forme de V, sur lequel est enroulé le câble d'acier ;

2° Un *tambour*, constitué par deux flasques P, P′, indépendants l'un de l'autre et pouvant être rendus solidaires.

L'anneau est logé entre les deux flasques du tambour : il peut tourner librement, ou être entraîné par le mouvement du tambour, suivant que les flasques sont écartés ou rapprochés. Ce dispositif forme frein en même temps. Le mou-

vement des flasques est obtenu au moyen d'un écrou R, portant un bras B, que l'on peut immobiliser par un loquet en bronze L, mobile autour d'un axe horizontal, et qui est logé à la partie supérieure du châssis. L'écrou R se visse sur l'arbre H du touret et entraîne avec lui un des flasques ; lorsqu'il est immobilisé par le loquet L, si l'on tourne les manivelles de l'arbre dans un sens ou dans l'autre, on rapproche ou on éloigne les flasques que porte l'arbre. Lorsque les flasques sont rapprochés, ils immobilisent l'anneau T, qui devient complètement solidaire de l'arbre une fois le loquet L soulevé.

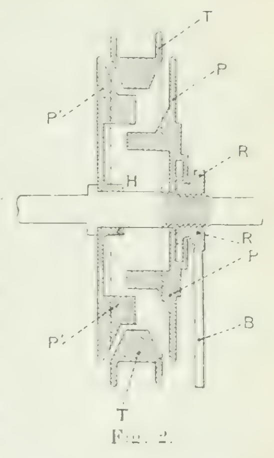


Fig. 2.

Au sortir du touret, le câble d'acier passe dans une petite poulie fixée sur l'arrière du navire. Afin d'éviter les coques qui peuvent se produire dans le câble lorsque le plomb a touché le fond, le plomb de sonde n'est pas attaché directement au câble, mais à un bout de ligne en filin, long de 3 mètres environ, qui le termine. Sur cette ligne, on fixe, à l'aide de deux bridures, un étui en laiton, percé à ses deux extrémités de deux trous permettant à l'eau d'y pénétrer aisément (fig. 3).

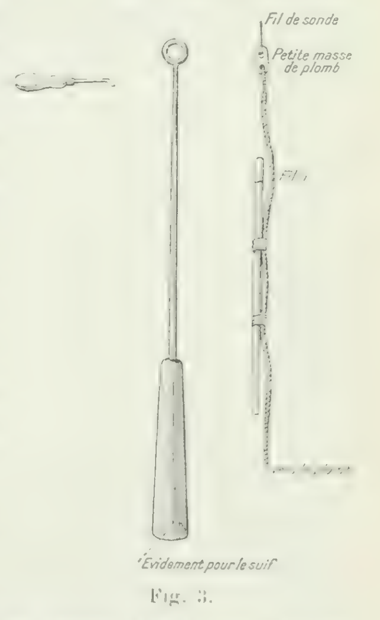


Fig. 3.

Dans l'étui, on introduit un tube en verre, bien calibré, de 3 millimètres environ de diamètre, dit *tube de sonde*. Ce tube est fermé à l'une de ses extrémités par une capsule

en cuivre collée à la gomme-laque, et l'intérieur est enduit d'une couche de chromate d'argent ($CrO^4Ag$) de couleur brune. Entre le chlorure de sodium ($NaCl$) de l'eau de mer qui pénètre dans le tube, et le chromate d'argent, il se produit la réaction suivante :

$$CrO^4Ag + NaCl = AgCl + CrO^4Na.$$

Le chlore du chlorure de sodium se combine avec l'argent pour faire un chlorure d'argent ($AgCl$) blanc, insoluble, qui transforme en une coloration blanche la coloration brune de toute la partie du tube dans laquelle a pénétré l'eau de mer. Le chrome se combine avec le sodium pour faire un chromate de soude ($CrO^4Na$) soluble, qui est entraîné par l'eau de mer, lorsque celle-ci s'échappe du tube.

Sous l'influence de la pression, l'eau pénètre dans l'intérieur du tube de sonde, et, d'après la loi de Mariotte, elle pénètre d'autant plus que la pression est plus grande. Cette pression est égale au poids de la colonne d'eau située audessus du tube, augmentée de la pression atmosphérique. La longueur de la partie non décolorée du tube, inversement proportionnelle au volume d'eau qui a pénétré, peut donc servir à mesurer la profondeur de la mer, si le tube a atteint le fond. Le volume occupé par l'eau dans le tube varie très lentement, dès que la profondeur est un peu grande. Le tube Thomson ne peut donc donner des indications précises qu'à des profondeurs ne dépassant pas 150 à 200 mètres.

Une règle graduée spéciale donne, en mètres, la profondeur correspondant à la longueur de la partie non décolorée.

Les indications de la règle doivent être corrigées de l'influence de la pression atmosphérique.

Si la pression barométrique est comprise entre 730 et 750 millimètres, la correction est négligeable.

Si la pression est comprise entre 750 et 760 millimètres, il faut ajouter 1 mètre pour 40 mètres de fond ; si la pression est comprise entre 750 et 770 millimètres, il faut ajouter 1 mètre pour 30 mètres

de fond ; si la pression est comprise entre 770 et 780 millimètres, il faut ajouter 1 mètre par 20 mètres de fond.

Le plomb de sonde est en fer galvanisé. Il pèse environ 10 kilogrammes et est évidé à sa partie inférieure pour recevoir une masse de suif, qui ramènera un échantillon du fond.

Si l'on veut ramasser des échantillons du fond pour des analyses ultérieures précises, on suspend au fil de sonde, au lieu du plomb ordinaire à suif, le ramasseur de fond Léger, dont il sera question plus loin (p. 21). Mais le ramasseur Léger ne fonctionne bien que si la vitesse du navire est inférieure à 5 nœuds.

*Pratique de la sonde.* — Pour sonder, le plomb étant suspendu à l'extérieur du navire, on engage le bras B de l'écrou R dans le loquet L ; en dévirant alors le touret d'un demi-tour ou d'un tour, on écarte les flasques du tambour, et on rend libre l'anneau T. Le fil se déroule. A l'aide d'un *doigt en cuivre* (fig. 3), qu'on tient appuyé sur le fil pendant le déroulement, on est prévenu de l'instant où le plomb touche le fond, en sentant le fil mollir brusquement. A ce moment, en virant le touret d'un demi-tour ou d'un tour de manivelle, on rapproche les flasques de l'anneau T, et on arrête ainsi le déroulement du fil. Lorsque les flasques serrent bien l'anneau, on soulève le loquet L, qui bloque le bras de l'écrou R, et on enroule le fil.

Trois hommes suffisent pour la manœuvre, quelle que soit la vitesse du navire. Le plomb atteint le fond en quelques secondes, et il faut d'une demi-minute à cinq minutes pour le rentrer par des fonds de 20 à 200 mètres. On peut donc facilement avoir une sonde toutes les dix minutes ou tous les quarts d'heure.

*Sondages continus.* — Quand on sonde à intervalles rapprochés, il n'est pas nécessaire d'employer un nouveau tube de verre à chaque coup de sonde. Il suffit, au moment où le plomb touche le fond, de noter la lecture du compteur, qui indique la longueur de fil déroulée. On peut admettre en effet que cette quantité est sensiblement proportionnelle à la profondeur, si celle-ci varie peu, et si l'état de la mer et

la vitesse du navire restent constants. Le premier sondage, effectué avec un tube de verre coloré, fournit le coefficient à employer pour les sondages suivants. On vérifie, de temps à autre, ce coefficient avec un nouveau tube de verre.

Le rapport de la longueur du fil déroulé à la profondeur varie, non seulement avec la vitesse du navire, mais encore avec l'état de la mer et la profondeur elle-même. Ce rapport est un peu supérieur à 2 pour des vitesses inférieures à 11 nœuds, et atteint presque 3,5 pour une vitesse de 15 nœuds.

SONDEUR WARLUZEL.

Comme le sondeur Thomson, le sondeur Warluzel permet de sonder, en marche, jusqu'à 200 mètres de profondeur. C'est un appareil plus simple que le sondeur Thomson, et son usage tend à se généraliser sur les navires français.

Un fût tronconique, en fonte, fixé sur le pont, supporte un touret en bronze, monté sur un axe en acier, et sur lequel est enroulé le fil de sonde, qui est un câble d'acier galvanisé.

La manœuvre est analogue à celle du sondeur Thomson, mais le freinage est automatique. En appuyant sur la manivelle dans le sens du dévirage, l'homme de sonde libère le touret et le câble se déroule ; il presse alors sur le fil, comme dans le sondeur Thomson, avec un doigt en cuivre pour « tâter le fond ». Lorsque la ligne cède brusquement sous la pression du doigt, le fond est atteint ; l'homme lâche la manivelle, et le touret stoppe automatiquement. L'homme reprend la manivelle et vire. Jusqu'à la vitesse de 10 nœuds, un homme suffit.

A l'intérieur du touret, un frein à ressort empêche le déroulement trop rapide du fil. La vitesse normale de déroulement est d'environ 5 mètres par seconde.

Le plomb de sonde est constitué par un gros tube de laiton T, fermé par le haut, autour duquel est coulé une masse de plomb de forme très allongée (fig. 4). Le tube T est calibré pour recevoir un deuxième tube *t*, appelé *tube indicateur*, et, dans ce but, il porte à sa partie inférieure un bouchon à vis B, que l'on enlève pour mettre et retirer le tube indica-

teur. Ce bouchon est évidé pour recevoir le suif ; deux trous percés dans son voisinage permettent l'introduction de l'eau dans le tube pendant la sonde.

Dans le tube T, qui forme ainsi cloche à plongeur, on

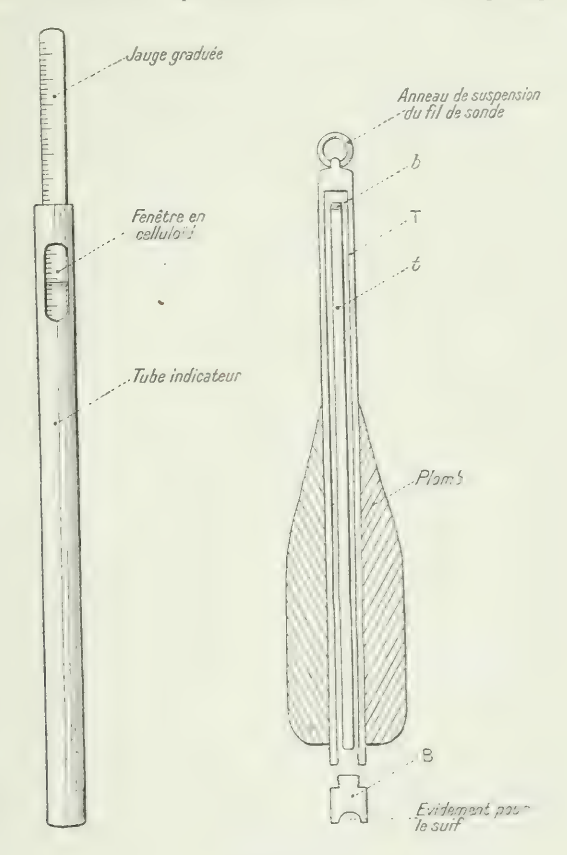



Fig. 4.

introduit le tube indicateur, dont le bas est fermé et dont le haut est muni d'un bouchon-valve *b*.

Pendant la descente, l'eau s'introduit dans le tube T par les trous de sa partie inférieure, remplit l'espace compris entre les deux tubes pendant les 6 premiers mètres de la

descente, en refoulant l'air dans le tube indicateur, et pénètre à son tour dans celui-ci. Pendant la remontée du plomb, cette eau reste dans la partie inférieure du tube indicateur, et l'air, précédemment comprimé, s'évacue peu à peu par le bouchon-valve.

Le volume non occupé par l'eau dans le tube indicateur indique la profondeur atteinte. On le mesure de la façon suivante : la partie supérieure du tube indicateur porte une double fenêtre en celluloïd marquée d'un trait noir : lorsque l'eau affleure ce trait, le fond est de 200 mètres. Dans le cas contraire, on dévisse le bouchon-valve, et l'on descend dans le tube une jauge conique graduée jusqu'à ce que l'eau vienne affleurer le trait : le nombre lu sur la jauge, à travers la fenêtre, indique le fond.

Le sondeur Warluzel présente les avantages suivants :

Le sondage est très rapide, il demande une minute environ par petits fonds, trois à quatre minutes par grands fonds.

Un homme seul suffit d'ordinaire à la manœuvre, tandis qu'il en faut trois pour le sondeur Thomson.

Le tube indicateur sert indéfiniment, et le sondage est, par suite, très économique.

On peut sonder en eau douce aussi bien qu'en eau salée, tandis que les tubes recouverts de chromate d'argent sont inutilisables en eau douce.

Le sondeur peut s'installer très commodément auprès de la passerelle, en faisant passer le fil dans une poulie de retour, fixée à un léger bout-dehors, débordant la coque du bâtiment (1).

(1) Le sondeur Thomson comme le sondeur Warluzel ne servent pas simplement, en campagne océanographique, à sonder en marche. Ils sont très commodes pour faire, le navire stoppé, toutes les opérations habituelles que nous décrivons plus loin (prises de température, récolte d'échantillons d'eau de mer, etc.) jusqu'à 300 ou 400 mètres de profondeur.

## CHAPITRE II

# SONDAGES PAR GRANDES PROFONDEURS

Le sondage par grandes profondeurs présente des difficultés particulières.

On ne se servait autrefois, dans les sondages même profonds, que de cordes de chanvre. Ces cordes n'étaient pas assez solides pour résister à la traction du plomb, ou bien, ce qui arrivait le plus souvent, leur surface rugueuse finissait par exercer dans l'eau un frottement considérable, elles étaient arrêtées dans leur mouvement de descente et se pelotonnaient sur elles-mêmes à une certaine profondeur, sans jamais pouvoir atteindre le fond. Ainsi s'expliquent les prétendus abîmes sans fond des océans, que signalaient les anciens navigateurs.

On employa ensuite des fils métalliques de cuivre ou de bronze phosphoreux, encore trop peu résistants, des fils d'acier qui, pour éviter l'oxydation, devaient être conservés dans un lait de chaux ou dans un bain d'huile. On a pu ainsi se servir de fils d'acier de $0^{mm},6$ de diamètre, résistant à une traction de 80 kilogrammes et ne pesant pas plus de 3 kilogrammes par 1 000 mètres.

Mais la manœuvre de ce fil d'acier, dit *corde à piano*, est délicate, car la moindre coque entraîne la rupture du fil. Aujourd'hui, on se sert ordinairement d'un câble métallique galvanisé, formé de trois torons de trois fils d'acier chacun, de 2 à 3 millimètres de diamètre au maximum. Ce câble est beaucoup plus souple que la corde à piano ; il supporte sans se rompre des tractions de 250 à 400 kilogrammes. Il pèse de

15 à 20 kilogrammes pour 1 000 mètres. Il est assez résistant pour porter, en outre du plomb de sonde, divers appareils, thermomètres, bouteilles, etc., ce qui permet, en un seul coup de sonde, de mener de front plusieurs opérations distinctes (1).

LA MACHINE A SONDER.

Le principe des machines à sonder par grande profondeur est le suivant :

Dès que le plomb de sonde atteint le fond, son poids n'agissant plus sur la ligne de sonde, la machine à sonder est immédiatement et automatiquement arrêtée. Soit A le tambour portant la ligne de sonde, B une poulie de retour portant un compteur de tours qui, à tout instant, indiquera la longueur de la ligne filée, P le plomb de sonde, C un point fixe solidaire du bâti de l'appareil (fig. 5).

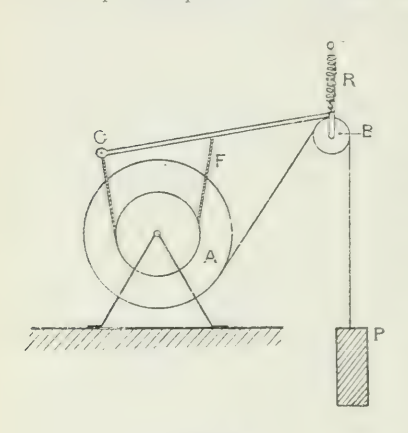


Fig. 5.

La poulie de retour B est tenue par l'intermédiaire d'un ressort à boudin R. Lorsque le poids P n'agit plus pour tendre le ressort R, celui-ci rappelle la poulie B, qui, en se soulevant, commande

(1) Je me contenterai de signaler, car la question est actuellement à l'étude, le procédé de *sondage par le son,* qui consiste à faire détoner une petite charge d'explosif (25 grammes suffisent) et à enregistrer, sur un chronographe très sensible, le bruit de l'explosion ainsi que l'écho provenant de la réflexion sur le fond. Étant donnés l'intervalle qui sépare ces deux bruits et la vitesse du son dans la mer, on en déduit la profondeur. M. Marti a fait en France des applications fort intéressantes de ce procédé, qui est utilisable même en marche.

un frein à ruban F, et arrête immédiatement le tambour A.

Le ressort, qui porte parfois le nom d'*accumulateur*, a aussi un autre rôle. Les mouvements de roulis et de tangage du navire rendent irrégulier le déroulement de la ligne de sonde et provoquent des secousses brusques, capables d'amener des ruptures. Le roulis et le tangage produisent du mou dans le fil : c'est alors comme si le poids du plomb de sonde diminuait, et le ressort agit pour serrer automatiquement le frein, ralentir le déroulement de la bobine et empêcher, dans une certaine mesure tout au moins, le mou de se produire.

Le réglage du frein est assez délicat. Si le frein est trop serré, la machine peut s'arrêter sans que le plomb de sonde ait atteint le fond. S'il ne l'est pas assez, le tambour peut s'emballer, le fil faire des coques et casser.

S'il n'y avait pas de frottement, il faudrait, à mesure que la profondeur augmente, serrer le frein de la quantité correspondant au poids de la ligne filée. Mais la résistance due à la friction croît très vite, surtout quand on se sert d'un câble et non d'un fil simple. En réalité, dans beaucoup de machines à sonder, il faudrait desserrer le frein de plus en plus, à mesure que la ligne file, pour obtenir une vitesse constante de déroulement.

Le tambour A doit être très solide, si le fil de sonde est enroulé directement sur lui, car il supporte des pressions formidables, qui risquent de le faire éclater.

Le problème des efforts supportés par le tambour est étudié dans les traités de résistance des matériaux. On trouve que, sur un touret de $0^m,30$ de diamètre et de $0^m,25$ de longueur, l'enroulement d'une ligne de sonde de 10 000 mètres, pesant 10 kilogrammes par 1 000 mètres, détermine une pression de 920 kilogrammes par centimètre carré. C'est là une pression analogue à celle que subit un canon pendant un tir.

Si la machine à sonder comprend deux moteurs, un pour remonter le fil, un autre pour l'enrouler sur un tambour, ce dernier n'a plus alors à supporter de grands efforts de compression. Avec les données précédentes, si la ligne fait cinq tours sur un touret de relevage de mêmes dimensions que le touret d'enroulement, la

pression sur ce dernier n'est plus que le centième de sa valeur primitive, soit 9 kilogrammes par centimètre carré (1).

Le plomb de sonde doit être d'autant plus lourd que la profondeur à atteindre est plus grande. Par très grande profondeur, on est amené à employer des plombs pesant plus de 60 kilogrammes. La vitesse de déroulement du câble est alors d'environ 2 mètres par seconde. A la remontée, ce poids est laissé sur le fond, afin d'éviter de soumettre le fil à des tensions trop fortes. Le sondage est dit alors à *plomb perdu* (2).

**Machine à sonder Lucas.** — La machine à sonder Lucas, de la *London Telegraph Construction Company*, est une des plus employées actuellement. Nous nous en sommes servi nous-même sur le *d'Entrecasteaux*, dans l'Océan Indien, pour les travaux océanographiques préliminaires à la pose du câble de Madagascar à La Réunion et à l'île Maurice, sur le *Pourquoi-Pas ?* dans l'Antarctique et sur le *Chevigné* sur les côtes de l'Afrique Occidentale.

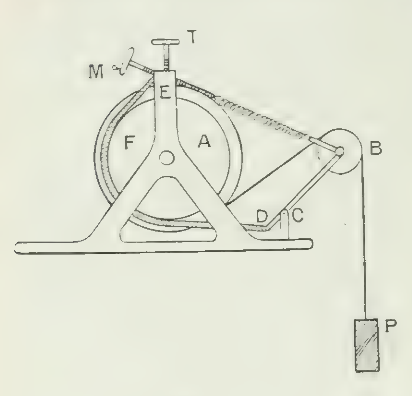


Fig. 6.

Le fil de sonde est enroulé sur un tambour A, d'un seul bloc d'acier fondu, qui peut contenir 8 000 à 10 000 mètres de câble de 1 à 2 millimètres de diamètre.

(1) A bord de *l'Hirondelle*, le prince de Monaco se servait de la machine à sonder Leblanc, qui est construite sur ce principe.

(2) Naturellement tout sondage, par faible ou grande profondeur ainsi d'ailleurs que toute autre opération d'océanographie, doit s'accompagner de la détermination précise de la position du navire au moment de son exécution. C'est là un problème de navigation qui naturellement n'a pas sa place dans cet ouvrage. Mais, si je fais cette remarque, c'est pour montrer à quel point l'océanographe, qui n'est pas officier de marine, est tributaire de l'officier de marine auquel est confié le soin de manier les instruments, de déterminer les positions et de manœuvrer le navire.

Le fil quitte le tambour A par la partie inférieure et passe sur la poulie B, qui porte un compteur de tours (1). La poulie B commande un levier BCD, articulé en C au bâti de la machine et relié à son extrémité D à un frein à ruban F, fixé en E à la partie supérieure du bâti (fig. 6).

Deux ressorts à boudin relient la poulie B à la partie supérieure du bâti, et leur tension est réglée par la manivelle M. Lorsque le plomb de sonde P n'agit pas, les ressorts rappellent la poulie vers le tambour et, par l'intermédiaire du levier BCD, serrent le frein F et bloquent le tambour. Un petit frein auxiliaire, mû par une vis T, permet d'arrêter la machine à tout instant.

Sur l'axe du tambour A est clavetée une roue à gorge, permettant d'actionner le tambour à l'aide d'un moteur électrique ou à vapeur. La vitesse de déroulement du fil est d'environ une heure par 1 000 mètres. La remontée peut se faire plus rapidement, à la vitesse d'environ 100 à 150 mètres par minute. Le moteur doit avoir une puissance de 8 à 10 chevaux. Toutefois, si on se sert comme fil de la corde à piano et qu'on ne fasse que des opérations de sondages, un moteur de 2 à 3 chevaux peut suffire.

Il existe deux modèles de machine à sonder Lucas (2).

Les différences apparentes entre les deux machines sont minimes, à part la différence de taille. La plus petite, représentée schématiquement sur la figure 6, est surtout destinée à utiliser la corde à piano. La plus grande peut recevoir 7 000 à 8 000 mètres de câble de $2^{mm},3$ de diamètre. Dans cette machine, le frein auxiliaire C, au lieu d'être à la partie supérieure, est sur l'arrière. D'autre part, le guidage du fil pendant l'enroulement se fait, dans la première machine, à l'aide d'une fourche, dans laquelle passe le fil, et qu'on manœuvre à l'aide d'un levier. Dans la grande machine, la fourche est portée par un écrou E, qui se déplace le long d'un arbre fileté et

(1) Le compteur de tours est généralement gradué en fathoms. Voir à l'appendice une table permettant de transformer les fathoms en mètres.

(2) Sans parler d'une petite machine, construite sur le même principe, permettant de faire des sondages jusqu'à 500 mètres de profondeur.

que commande une petite manivelle M manœuvrée à la main (fig. 7).

Certaines machines sont munies d'un petit moteur à vapeur à trois cylindres disposés en étoile à 120° l'un de l'autre, et qui

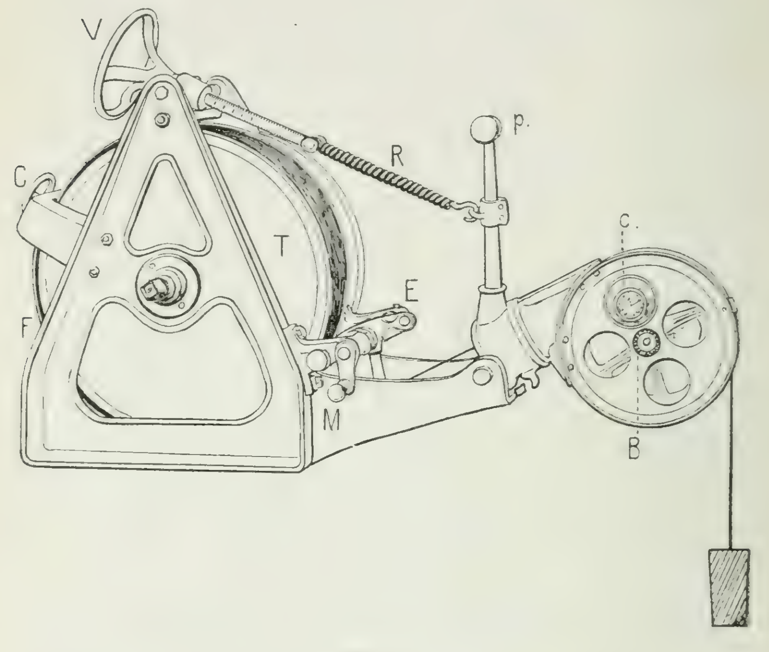



Fig. 7.

agissent par une transmission à engrenages sur l'arbre du tambour. Ce dispositif est très souple et peu encombrant.

***Emplacement de la machine à sonder.*** — Le choix de l'emplacement est souvent limité par des considérations étrangères au sondage proprement dit (tuyautage de vapeur, par exemple, s'il s'agit d'un moteur de relevage à vapeur).

Les principaux facteurs dont on doit tenir compte sont les suivants :

1° Il faut que l'accès de la machine soit facile, et, en particulier, il faut pouvoir manier commodément le plomb de sonde et les appareils divers à attacher au fil de sonde.

Sur l'aviso français *Talisman*, qui, en 1881, fit une mémorable campagne océanographique dans l'océan Atlantique, sur *l'Hirondelle* et la *Princesse-Alice* du prince de Monaco, au-dessous de la poulie dans laquelle passe le fil de sonde avant de tomber à l'eau, est installée une plate-forme, analogue aux plates-formes de coupée, afin de faciliter la manœuvre. Ce dispositif doit être recommandé chaque fois qu'il est possible.

Il n'est pas indispensable, d'ailleurs, que ce soit la machine

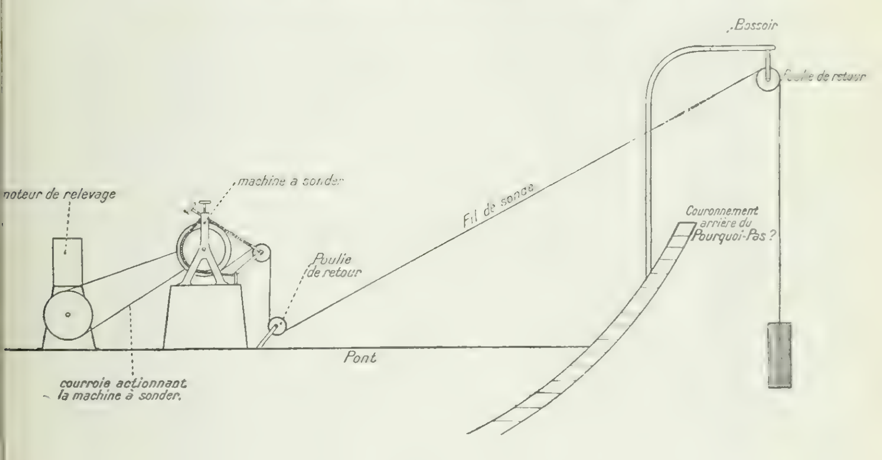



Fig. 8.

à sonder qui déborde elle-même la coque du navire. Pour rendre la surveillance du moteur plus facile, il peut y avoir intérêt à mettre la machine à l'intérieur du navire, avec un retour supplémentaire sur le pont et en abord. C'est la disposition actuelle du *Pourquoi-Pas ?* dont la figure 8 donne un schéma.

2° Il faut pouvoir maintenir facilement, pendant la durée du sondage, le navire à l'aplomb du fil de sonde, qui doit évidemment rester vertical, ou à peu près vertical, pour qu'il n'y ait pas d'erreur appréciable sur l'évaluation de la profondeur. Sur le *d'Entrecasteaux*, qui dérivait peu, la machine était, par le travers, à tribord. Sur le *Pourquoi-Pas ?*,

qui a un fardage très important, la meilleure position est à l'arrière : par vent fort, en faisant doucement en arrière pendant le sondage, le navire prend une position d'équilibre pas très éloignée du vent arrière, et la dérive est ainsi combattue.

On peut sonder par houle assez forte, mais le fort clapotis est très gênant : le sondage peut alors être beaucoup facilité en filant de l'huile.

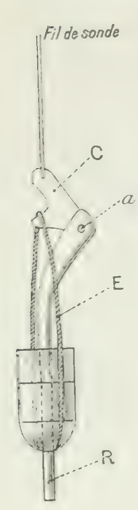


Fig. 9.

***Plombs de sonde.*** — Ainsi que nous l'avons indiqué, le sondage par grandes profondeurs s'exécute généralement à plomb perdu. Les plombs sont des disques de fonte ou des demi-sphères évidées d'une dizaine de kilogrammes chacun. Ils s'enfilent sur le ramasseur de fond R et ne sont pas attachés directement à la ligne de sonde. Ils sont retenus par une petite élingue en filin E, qui passe dans un crochet d'un modèle spécial C, dit *déclencheur Brooke*, du nom de son inventeur (fig. 9). Lorsque le fond est atteint, la ligne prend du mou, les plombs font basculer le crochet, articulé en *a* avec le ramasseur de fond R ; l'élingue est ainsi rendue libre et, à la remontée, les plombs restent sur le fond.

RAMASSEURS DE FOND.

Un échantillon de fond, destiné à l'analyse, doit être absolument complet, tel que s'il avait été ramassé avec la main, en une seule poignée, sur le sol. Un échantillon récolté au suif, souillé, délavé, incomplet, doit être rejeté.

On se sert couramment comme ramasseurs de fond de deux instruments : le *ramasseur Léger* et le *tube-bouteille Buchanan.*

Le *ramasseur Léger* (fig. 10) se compose de deux lourdes écopes en bronze A, placées à l'extrémité d'une tige B de

45 centimètres et maintenues ouvertes au moyen d'un loquet L.

En touchant le fond, le loquet est soulevé et retombe en laissant libres les deux écopes, qui se referment brusquement à cause de leur poids, en emprisonnant une certaine quantité de matière. L'instrument pèse 7kg,500. Il est parfait pour tous les fonds sauf ceux de roche.

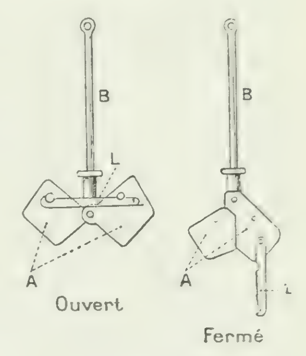


Fig. 10.

Le *tube-bouteille Buchanan* (fig. 11) se compose d'un tube emporte-pièce T en laiton, de 25 millimètres de diamètre et de 30 à 50 centimètres de longueur. En arrivant sur le fond, il découpe un cylindre de vase, qui offre l'avantage de présenter, sur une épaisseur assez grande, une coupe verticale du sol sous-marin. Sur les fonds sableux, le tube Buchanan revient toujours vide. Il faut choisir l'instrument le plus convenable à la récolte.

Le tube T se visse en *a* sur une bouteille B, destinée à recueillir l'eau. C'est un cylindre de bronze de 55 millimètres de diamètre et de 50 centimètres de longueur, fermé en haut et en bas par des soupapes en cuir ou en caoutchouc, qui, à la descente, laissent passer l'eau de bout en bout, mais qui, l'appareil étant immobilisé par le contact avec le fond, retombent sur leur siège et emprisonnent ainsi un litre d'eau.

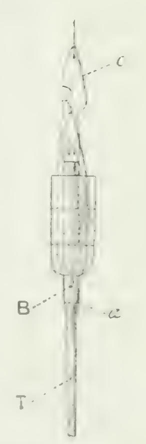


Fig. 11.

Un petit plomb, lâché en même temps que le plomb de sonde par le crochet Brooke C, appuie, à la remontée, sur la soupape supérieure pour la maintenir sur son siège.

L'étanchéité de ces soupapes m'a paru difficile à assurer dans les climats froids. C'est là un point délicat de

cette bouteille, qu'il faut particulièrement surveiller.

Lorsque l'appareil a bien fonctionné, on possède à la fois un échantillon d'eau et un échantillon du fond.

CONSERVATION DES ÉCHANTILLONS DE FOND.

Les échantillons provenant des ramasseurs Léger sont conservés dans des petits sacs de toile étiquetés. Les boudins, récoltés par le tube Buchanan, sont chassés hors du tube à l'aide d'un mandrin en bois et déposés sur une feuille de buvard, étendue sur un morceau de calicot. On marque immédiatement d'une manière indélébile, en les gravant dans la matière molle avec la pointe d'un canif, les lettres indiquant le haut et le bas du boudin, et on l'enveloppe, lorsqu'il est sec, dans le morceau de buvard et de calicot.

Les fonds argileux étant difficiles à sécher complètement, il faut assez souvent changer les sacs en toile ou les morceaux de calicot, que la moisissure détériore rapidement dans les pays chauds.

L'analyse des fonds est une opération compliquée, que l'on n'a pas à faire à bord des navires. On se contente de récolter les échantillons pour les remettre plus tard, avec toutes les indications utiles, au minéralogiste chargé d'en faire l'analyse.

Cependant il peut y avoir intérêt, au point de vue de la navigation, à reconnaître les fonds d'une façon plus sûre que ne le permettent les dénominations courantes et assez vagues indiquées sur les cartes marines. En effet, les lignes qui délimitent les fonds de même nature ne sont pas les mêmes que les lignes d'égale profondeur et, dans certains cas, la profondeur, combinée avec la nature du fond, permet de fixer la position du navire d'une façon approchée.

Mais, pour que cette méthode porte ses fruits, il faut que les fonds soient exactement reconnus. On peut pour cela conserver dans des petits flacons de verre des échantillons-types, faciles à comparer à vue avec des échantillons qu'on vient de récolter sur le fond. Ce procédé ne peut être appliqué qu'à des régions limitées, par exemple en vue de

l'atterrissage de Brest en temps de brume. M. Thoulet a publié des cartes de la nature des fonds sur les côtes de France, qui facilitent l'emploi de cette méthode.

***Dénomination à donner aux fonds.*** — Si l'on veut dénommer les fonds d'une façon un peu précise, sans en faire l'analyse, on peut employer la méthode suivante, préconisée par M. Thoulet.

On prend comme base la dimension des éléments composants, et, pour cela, on utilise des tamis, dont les mailles ont une longueur déterminée. Les plus gros, destinés aux grosses pierres, sont en toile métallique, les autres sont en soie à bluter. Cette soie est cataloguée dans le commerce par numéros, qui expriment le nombre de mailles que comporte un pouce, soit 27 millimètres. Le numéro 10 arrête les grains ayant un diamètre de 3 millimètres ; le numéro 200, qui est le plus fin, arrête les grains ayant 4 centièmes de millimètre. Les *galets* sont les éléments ayant plus de 3 centimètres ; ensuite vient le *gravier*, qui est gros, moyen, ou fin, selon que ses éléments sont arrêtés par les tamis 3, 6 ou 10. Le *sable* comprend les éléments arrêtés par les tamis 30 à 200. Tout ce qui traverse le tamis 200 constitue la *vase*.

***Dosage rapide du calcaire.*** — La proportion de calcaire contenu dans un échantillon de fond constitue une caractéristique du fond, qui peut être importante à connaître. Voici le procédé simple de dosage que m'avait recommandé M. Thoulet et qui est facile à employer.

On pèse l'échantillon à analyser quand il est complètement sec. On le traite ensuite par l'acide chlorhydrique étendu de moitié d'eau, jusqu'à ce que toute effervescence ait cessé. On lave à plusieurs reprises en faisant passer au tamis 200. On sépare la vase qui a passé par le tamis et le sable, qui n'a pas passé. On sèche, on pèse et on retranche la somme des deux poids trouvés du poids initial. On a ainsi le poids du calcaire.

## CHAPITRE III

# MESURES RELATIVES A L'EAU DE MER

### TEMPÉRATURE DE L'EAU DE MER.

La température de l'eau de mer à toute profondeur est un élément de première importance pour déterminer les caractères physiques de la mer (densité), pour étudier les courants, et pour délimiter les régions favorables ou non aux espèces animales, qui sont très sensibles aux moindres variations thermiques.

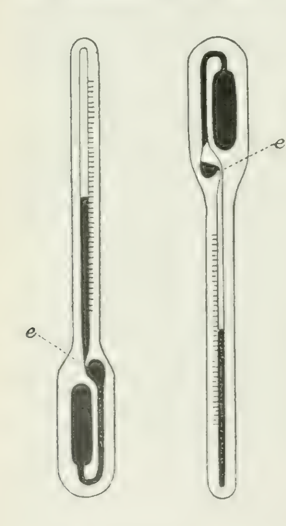


Fig. 12.

A la surface, la température de l'eau de mer se mesure avec un thermomètre ordinaire. On puise à l'avant du navire un seau d'eau de mer, et on mesure immédiatement sa température en y plongeant un thermomètre.

Le *thermomètre plongeur*, thermomètre placé à l'intérieur d'un petit tube en verre, qui se remplit d'eau lorsqu'il est plongé dans la mer, ne donne pas de meilleures indications, au contraire.

Par grandes profondeurs, on se sert d'un *thermomètre à renversement*, imaginé par les constructeurs anglais Negretti et Zambra. Cet instrument marque la température en un point quelconque de l'océan, sans être ensuite influencé

par la température des couches d'eau traversées pendant la remontée.

Le principe du thermomètre à renversement est le suivant (fig. 12). La tige du thermomètre présente, près du réservoir, un étranglement *e* du tube capillaire, tel que, si on renverse l'instrument, la colonne de mercure se brise en ce point et tombe à l'extrémité de la tige. La longueur de la colonne brisée est proportionnelle à la température du point où le thermomètre a été retourné.

Afin de résister aux énormes pressions des abîmes, le thermomètre est enfermé dans un tube de cristal épais. A l'intérieur de ce tube, une masse de mercure protège particulièrement le réservoir.

Divers perfectionnements ont été apportés à l'instrument pour obtenir que la colonne de mercure se brise toujours en un point très précis. On a aussi ajouté, dans le tube de cristal protecteur, un thermomètre auxiliaire, fixé contre la tige du grand thermomètre, et destiné à permettre de corriger les lectures de la petite dilatation qui a pu se produire, pendant la remontée, dans la colonne de mercure brisée. Une table spéciale, fournie par le constructeur, donne cette correction en fonction de la différence des températures du thermomètre auxiliaire et du thermomètre principal.

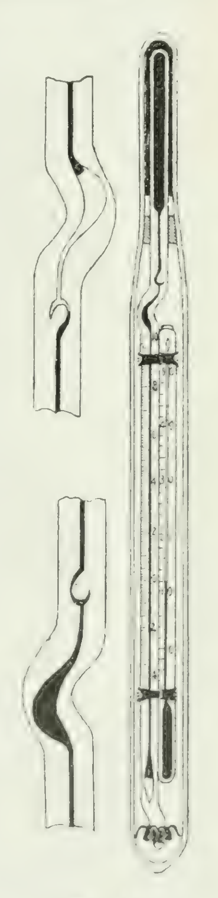


Fig. 13.

Les deux modèles de thermomètres, dérivant des thermomètres Negretti et Zambra, actuellement employés sont les thermomètres Chaland et Richter. La figure 13 donne le détail de la construction des derniers modèles de Negretti et Zambra.

***Montures à hélice. Montures à messager.*** — Les thermomètres sont insérés dans une monture spéciale, permettant leur retournement à l'endroit voulu.

La figure 14 représente la monture à hélice, imaginée par

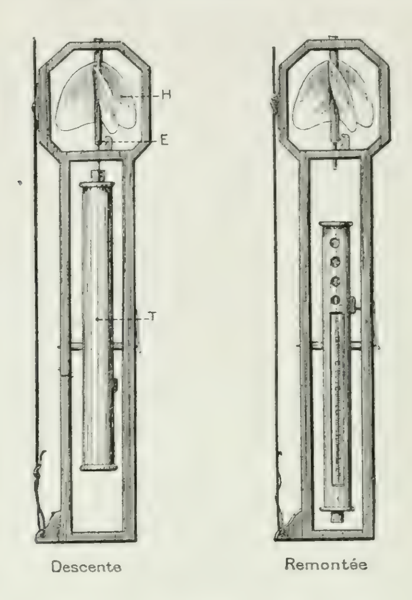



Fig. 14.

l'amiral Magnaghi. Le thermomètre est maintenu droit au départ par la tige E, commandée par une petite hélice en laiton H. A la descente, la rotation de l'hélice visse vers le bas la tige E, et le thermomètre est maintenu droit dans sa monture T. A la remontée, l'hélice tourne en sens inverse, dévisse la tige E, qui libère le thermomètre. Celui-ci se retourne alors sous l'influence de son poids.

Dans la monture à messager, l'hélice est remplacée par un levier L, actionné au moment voulu par un messager M. Le messager est un petit cylindre en laiton en deux parties s'emboîtant l'une dans l'autre, et qu'on peut enfiler sur le fil de sonde (fig. 15).

La monture à messager a un fonctionnement plus sûr que

la monture à hélice. Le temps que met le messager à atteindre la monture n'est d'ailleurs pas complètement perdu, car, de toutes façons, il faut attendre quelques minutes avant de

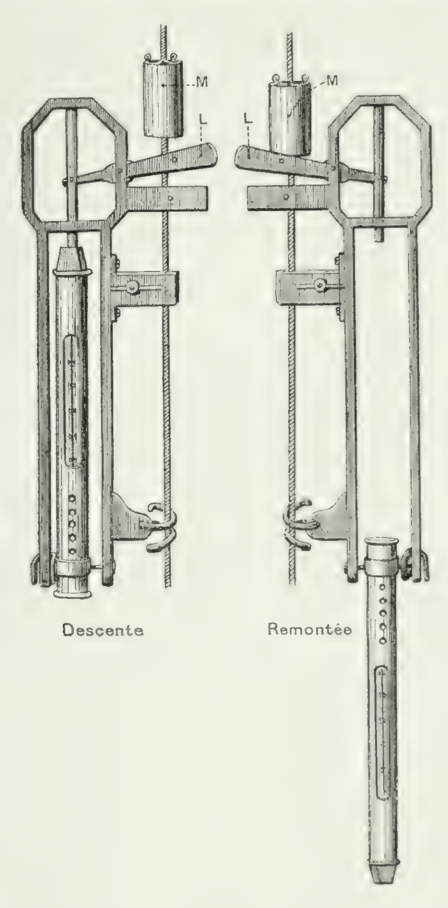



Fig. 15.

retourner le thermomètre, afin qu'il se soit bien mis en équilibre de température avec la couche d'eau dans laquelle il est plongé.

Le plus souvent aujourd'hui, on n'emploie pas de mon-

ture spéciale pour le thermomètre. Le thermomètre est toujours accompagné d'une bouteille Richard, dont le poids est à peine supérieur à celui d'une simple monture ordinaire, et qui présente beaucoup de commodité pour l'installation du thermomètre (Voir au paragraphe suivant la description de la bouteille Richard).

On peut, sans inconvénients, sur un câble de sonde de 2 à 3 millimètres, superposer quatre ou cinq thermomètres. Si ces thermomètres sont installés dans des montures à messager, il faut que chaque thermomètre, en se renversant, libère un messager, qui fera retourner le thermomètre suivant et ainsi de suite. Il est facile d'imaginer un dispositif qui remplisse ces conditions.

Sur les petits navires, il n'est pas commode, par fort roulis, d'accrocher les montures des thermomètres au fil de sonde, ni de les décrocher à la remontée. On perd ainsi pas mal de temps, et, tout compte fait, étant donné le grand risque que présente une rupture du câble quand plusieurs instruments lui sont accrochés, il est souvent préférable de ne se servir que d'un seul instrument, qu'on immerge plusieurs fois.

Comme la vitesse de remontée du fil est très grande, afin de pouvoir stopper le moteur à temps, il est bon d'attacher au câble un morceau de chiffon, ou un bout de filin, à quelques mètres au-dessus de l'instrument, afin d'être prévenu de son arrivée à la surface.

### RÉCOLTE DES ÉCHANTILLONS D'EAU DE MER.

A part la bouteille Buchanan, dont il a été question plus haut (p. 21), on se sert presque uniquement de *bouteilles Richard* pour récolter des échantillons d'eau à des profondeurs diverses.

La bouteille Richard pèse 2 kilogrammes et rapporte environ 350 centimètres cubes d'eau. Elle se compose d'un tube de 25 centimètres de long et de 4 centimètres de diamètre, terminé par un robinet R à chaque extrémité (fig. 16).

Les deux robinets sont reliés par une tige *t*, de façon à s'ouvrir et à se fermer en même temps. La tige *t* porte deux capsules de cuivre *c*, destinées à recevoir un thermomètre à renversement T. La bouteille peut basculer autour d'un axe horizontal, situé à son tiers inférieur. Elle est tenue dans sa position de départ par un prolongement de l'axe de l'hélice Magnaghi, ou par un levier du système à messager.

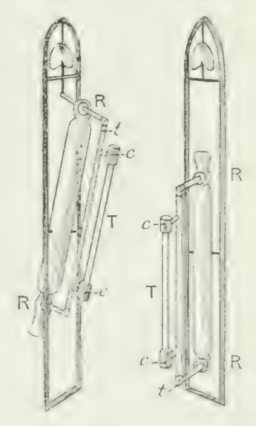


Fig. 16.

La bouteille descend dans une position légèrement oblique, afin que l'eau pénètre librement dans ses ouvertures. A la montée, l'hélice, tournant en sens inverse, libère la bouteille qui bascule, les deux robinets R se ferment, et d'autant mieux que le thermomètre les aide dans ce sens par son poids, tout en se renversant lui-même. Dans la monture à levier, le retournement est obtenu par l'envoi d'un messager. Un petit lest de plomb aide la bouteille à venir buter contre un arrêt-ressort, qui la maintient après le retournement.

On peut faire sur ce modèle une bouteille de capacité quelconque. La bouteille Richard a été reconnue très pratique par toutes les expéditions océanographiques qui l'ont employée.

*Conservation des échantillons d'eau de mer.* — Les échantillons d'eau de mer, qui doivent servir à des analyses ultérieures, sont conservés dans des flacons de verre bouchés par un bouchon paraffiné et portant, sur une étiquette, toutes les indications sur leur origine.

Les échantillons, qui doivent servir à des analyses détaillées précises, doivent être d'un litre au moins. 150 centimètres cubes suffisent pour mesurer la chloruration. Dans ce dernier cas, on emploie souvent des petits flacons de verre vert, bouchés avec un bouchon en porcelaine, muni d'une cou-

ronne de caoutchouc, analogue à la fermeture ordinaire des canettes de bière (1).

Le flacon doit toujours être soigneusement rincé avec l'eau de l'échantillon à conserver. La position géographique, la date, l'heure de la station sont notées sur une étiquette en parchemin, ficelée autour du goulot de la bouteille et assurant sa fermeture.

### DENSITÉ DE L'EAU DE MER.

Le *poids spécifique*, désigné par le symbole $S^t_{t'}$, est le rapport du poids de l'unité de volume de l'eau de mer à $t^o$ au poids du même volume d'eau distillée à $t'^o$. Ce poids spécifique s'appelle *densité*, quand il est rapporté à l'eau distillée à 4°. La densité de l'eau de mer à $t^o$ a alors pour symbole $S^t_4$. C'est cette densité qui est généralement notée.

Pour certaines études, en particulier pour l'étude des courants, il faut prendre la densité à la température et à la pression que l'eau possède *in situ*, c'est-à-dire à la place où elle se trouvait dans la masse océanique. Le symbole $nS_4$ représente cette valeur et signifie la densité de l'eau de mer à la température $t$, à la profondeur de $n$ mètres, et sous la pression correspondante aux $n$ mètres de profondeur.

Le *coefficient de compressibilité* de l'eau de mer, c'est-à-dire la quantité dont l'unité de volume de cette eau est diminuée par mètre de profondeur, est égal à 0,00 000 466.

Le tableau suivant donne, d'après Thoulet, le nombre par lequel on doit multiplier la densité trouvée pour une eau prise à la profondeur de $n$ mètres, afin de tenir compte de la pression exercée par les couches sus-jacentes :

(1) Il est important que les bouteilles soient en verre *vert*, qui est le seul à ne pas altérer à la longue l'eau de mer. C'est d'ailleurs celui qu'on emploie pour la bière, et les flacons nécessaires se trouvent chez tous les brasseurs. Si on le désire, on peut se procurer des bouteilles, contenant 200 centimètres cubes, au laboratoire hydrographique de Copenhague (2 Jens Kofœssgade). Ces bouteilles sont livrées dans des boîtes en bois à casiers, contenant chacune cinquante bouteilles.

| PROFONDEUR. $n$ | FACTEUR. | PROFONDEUR. $n$ | FACTEUR. |
|---|---|---|---|
| Mètres. | | Mètres. | |
| 50 | 1,000 23 | 1 500 | 1,006 99 |
| 100 | 1,000 47 | 2 000 | 1,009 32 |
| 150 | 1,000 70 | 3 000 | 1,013 98 |
| 200 | 1,000 93 | 4 000 | 1,018 64 |
| 300 | 1,001 40 | 5 000 | 1,023 31 |
| 400 | 1,001 86 | 6 000 | 1,027 97 |
| 500 | 1,002 33 | 7 000 | 1,032 63 |
| 1 000 | 1,004 66 | 8 000 | 1,037 29 |

Par grandes profondeurs, le poids d'un litre d'eau de mer peut dépasser ainsi d'une quarantaine de grammes le poids obtenu sans tenir compte de la compressibilité.

Mais cette augmentation de la densité de l'eau avec la profondeur est bien loin de justifier l'idée, répandue autrefois, que l'eau devenait tellement lourde à une certaine profondeur qu'un boulet de canon y flotterait entre deux eaux. Tout objet de densité supérieure à 1,1 arrivera sur le fond des mers les plus profondes.

Des tables dressées par Knudsen et un graphique de M. Thoulet permettent de passer de $S_4^t$ à $S_4^\theta$, $t$ et $\theta$, étant des températures différentes (1).

*Mesure de la densité de l'eau de mer par l'aréomètre.* — La détermination de la densité de l'eau de mer est une des opérations capitales de l'océanographie. Les deux méthodes que l'on peut employer à bord d'un navire sont la méthode par l'aréomètre et par la mesure de la salinité.

Un aréomètre est un flotteur de verre lesté par de la grenaille de plomb ou du mercure, dont on connaît à chaque instant le poids P et le volume immergé V, c'est-à-dire les éléments nécessaires pour déterminer la densité D par la formule $D = \frac{P}{V}$.

(1) *Hydrographical Tables*, par Martin Knudsen, Copenhague, 1901. Le graphique de M. Thoulet est intitulé : *Détermination de la densité de l'eau de mer*. Il a été publié dans la collection des Résultats du voyage de la *Belgica* dans l'Antarctique, Anvers, 1902.

L'aréomètre employé généralement est l'*aréomètre de Buchanan* à poids et à volume variables (fig. 17).

L'aréomètre est en verre. Il est lesté à sa partie inférieure par une petite quantité de mercure. Sa tige cylindrique, parfaitement calibrée, a un diamètre d'environ 3 millimètres et une longueur de 12 centimètres. Le volume de sa portion renflée est de 150 centimètres cubes.



Fig. 17.

La tige peut supporter à son sommet un petit plateau en nickel P et des poids additionnels en forme d'anneaux plats, de façon à faire enfoncer l'aréomètre jusqu'à ce que l'eau affleure à la partie graduée de sa tige. On place l'aréomètre dans l'éprouvette contenant l'eau de mer, en prenant bien soin qu'aucune bulle d'air ne reste adhérente à sa surface. En ajoutant des poids annulaires connus sur le petit plateau qui surmonte la tige de l'instrument, le niveau affleure à une certaine division. On connaît ainsi le volume V immergé, c'est-à-dire celui de l'eau déplacée. La somme du poids de l'appareil et des poids ajoutés donne le poids P de l'eau déplacée, et $\frac{P}{V}$ donne la densité $S_4^t$ à la température $t$ de l'eau pendant l'expérience, tous les poids étant ramenés à la densité de l'eau à 4°.

L'aréomètre est relativement facile à employer sur un navire, en plaçant l'éprouvette sur une table à roulis, ou mieux encore en la suspendant au plafond. Cet instrument donne la densité à 3 ou 4 unités près de la cinquième décimale. Il nécessite malheureusement une quantité d'eau assez grande (environ 1 litre) et ne peut être pratiquement employé que pour les eaux de surface (1).

(1) Un modèle plus petit, ne comportant pas de poids additionnels, est en usage sur les sous-marins, mais cet instrument ne donne la densité qu'à une unité près de la troisième décimale, précision généralement insuffisante pour les travaux océanographiques.

MESURE DE LA SALINITÉ.

Un litre d'eau de mer contient environ 35 grammes de sels (Voir la deuxième partie, chapitre IV). Les trois sels les plus importants sont le chlorure de sodium, le chlorure de magnésium et le sulfate de magnésie. L'expérience a montré que, bien que la quantité de sels en dissolution dans l'eau de mer, c'est-à-dire la *salinité*, varie considérablement, les proportions des différents sels restent à peu près les mêmes partout. Dans ces conditions, il suffit de déterminer la quantité d'un sel contenu dans un échantillon donné d'eau de mer pour connaître les quantités des autres sels, et par suite la salinité.

On dose généralement le chlore, et, quand on connaît le poids C du chlore contenu dans un kilogramme d'eau de mer, on en déduit la salinité totale Q par la formule empirique :

$$Q = 1{,}811 \times C \text{ (1).}$$

La méthode employée, préconisée d'ailleurs par le Conseil permanent international pour l'exploration de la mer, est très simple, et point n'est besoin d'être chimiste pour la pratiquer. Elle consiste à précipiter le chlore par une solution titrée d'azotate d'argent, aiguisée de quelques gouttes de chromate neutre de potasse, qui donne à l'échantillon une belle couleur jaune, et qui sert d'indicateur (2).

L'azotate d'argent ($AgNO^3$) précipite le chlore à l'état de chlorure d'argent blanc insoluble ($AgCl$) :

$$NaCl + AgNO^3 = AgCl + NaNO^3.$$

Au moment seulement où tout le chlore est précipité, l'excès d'azotate d'argent ajouté décompose le chromate de potasse ($K^2CrO^4$) et donne lieu à une formation de chromate

(1) Knudsen a adopté la formule $Q = 0{,}030 + 1{,}805 \times C$.

(2) On fait dissoudre environ 8 grammes de chromate neutre de potasse dans 100 centimètres cubes d'eau distillée, pour avoir la solution de chromate de potasse.

d'argent ($Ag^2CrO^4$) qui produit une forte coloration rouge. On est donc averti, par un changement de teinte très net, du moment où tout le chlorure d'argent est précipité.

Il suffit, pour appliquer cette méthode, d'avoir une liqueur titrée d'azotate d'argent. On peut faire cette

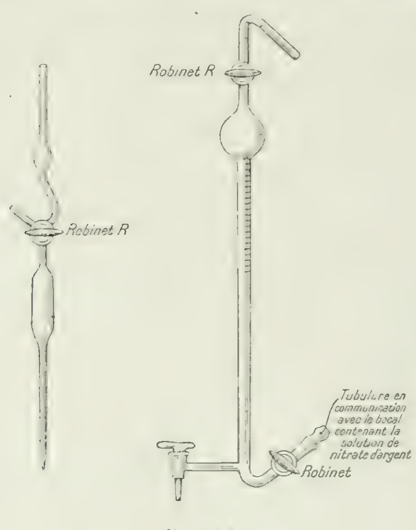



Fig. 18.

liqueur en campagne, en emportant dans des flacons bouchés à l'émeri des quantités d'azotate d'argent exactement pesées, correspondant à 1 litre d'eau distillée. On connaît le nombre de milligrammes de chlore saturés par 1 centimètre cube de la liqueur titrée. Par exemple, 1 centimètre cube d'une solution contenant 47gr,936 de nitrate d'argent par litre d'eau distillée à 15° sature exactement 0gr,01 de chlore.

Des burettes graduées (burettes de Knudsen) permettent de mesurer la quantité de liqueur nécessaire pour saturer tout le chlore contenu dans 15 centimètres cubes d'eau de mer, puisés avec une pipette graduée (Pipette de Knudsen) (1).

(1) Le Laboratoire Hydrographique international de Copenhague vend des doses de nitrate d'argent exactement pesées, contenant

Dans la pratique, on ne détermine la chloruration qu'au mouillage, et on traite à la suite toute une série d'échantillons. Toutes les dix mesures, on procède à une détermination de chloruration d'une *eau normale*, dont la salinité est très exactement connue. Ces échantillons d'eau normale sont fournis par le laboratoire hydrographique de Copenhague et conservés en tubes de verre scellés. De cette manière, on peut éliminer les erreurs d'expériences et rendre parfaitement comparables entre elles les différentes mesures (1).

Une fois la quantité de chlore connue, il est aisé d'en déduire la salinité et la densité à diverses températures, grâce aux tables hydrographiques établies par Knudsen.

L'erreur de la détermination de la densité par la mesure de la chloruration est du même ordre que l'erreur de la méthode aréométrique, et la chloruration présente l'avantage très important de ne nécessiter qu'une très faible quantité d'eau. On peut donc se servir, pour recueillir les échantillons d'eau, de petites bouteilles très légères et mettre par suite sans danger plusieurs bouteilles sur le même fil de sonde.

D'ailleurs, la salinité est la caractéristique la plus importante d'une eau de mer; c'est celle qui permet le mieux de suivre une eau déterminée au milieu de la masse océanique, et elle présente à l'esprit quelque chose de plus concret que la

$2 \times 37^{gr},11$ et $4 \times 37^{gr},11$ de nitrate d'argent cristallisé, qu'on doit dissoudre respectivement dans 2 ou dans 4 litres d'eau distillée. Ces quantités conviennent à l'emploi des pipettes et des burettes de Knudsen et des tables hydrographiques dont nous avons parlé plus haut (p. 31). L'avantage des pipettes et des burettes de Knudsen est de repérer très facilement et d'une façon rigoureuse le volume de liquide, en lui faisant dépasser les robinets RR, qui sont fermés ensuite au moment de l'opération (fig. 18). L'opération est décrite dans tous ses détails et d'une façon minutieuse dans le *Manuel pratique de l'analyse de l'eau de mer*, publié par le *Bulletin de la Commission internationale pour l'exploration scientifique de la Méditerranée* (1er avril 1920).

(1) C'est, en somme, l'application de la méthode bien connue des doubles pesées. Il est nécessaire, naturellement, d'employer une eau normale d'une salinité voisine de celle des échantillons à analyser. Suivant les régions, il faut se munir d'échantillons d'eau normale différente.

densité, en indiquant immédiatement le poids des sels dissous dans 1 kilogramme d'eau. La teneur en sel de l'océan est un facteur très important de l'existence, du développement et de la diffusion des êtres organisés marins.

*Mesure de la densité de l'eau de mer par l'indice de la réfraction.* — Depuis longtemps les océanographes avaient pensé à utiliser les relations qui existent, dans un même échantillon d'eau, entre l'indice de réfraction et la densité. M. Thoulet vient de mettre au point ce procédé (1921). On mesure sur quelques gouttes d'eau de mer, au moyen d'un réfractomètre approprié, à la température ambiante, l'indice de réfraction, de la valeur duquel, à l'aide de graphiques et de tableaux spéciaux, on passe ensuite immédiatement à la connaissance de l'indice *in situ*, puis successivement à celle de la densité *in situ*, de la densité normale à 0°, et de là, si on le juge nécessaire, à la salinité et à la chloruration.

M. Vaurabourg a dressé des tables d'équivalence entre les indices de réfraction et la densité, à diverses températures, d'échantillons identiques.

L'opération totale s'effectue en cinq minutes environ, sur une quantité de liquide de quelques centimètres cubes.

## LA TRANSPARENCE ET LA COLORATION DE L'EAU DE MER.

La transparence de l'eau de mer se mesure par la profondeur à laquelle un disque métallique de 30 centimètres de diamètre, peint en blanc, cesse d'être vu. L'observateur doit se mettre à l'abri du soleil et regarder le disque à travers une *lunette d'eau*, qui consiste en un tube conique, dont la base est fermée par un disque de verre. L'examen à travers cette lunette, dont la base est immergée dans l'eau, est de beaucoup préférable à l'examen à l'œil nu, parce qu'on est à l'abri des légers mouvements de la surface de l'eau qui gênent la vue.

Pour apprécier la coloration de la mer, le meilleur dispositif est d'en examiner une tranche horizontale au moyen d'un miroir incliné à 45°. On rapporte la couleur à une gamme de couleurs, dite *gamme de Forel*, constituée par une série de 10 tubes scellés, remplis d'un mélange en proportions définies d'eau céleste des pharmaciens (1 grammede sulfate de cuivre

dans 9 grammes d'ammoniaque et 190 grammes d'eau distillée) et de solution de 1 gramme de chromate de potasse dans 199 grammes d'eau. On a ainsi une série de nuances contenant des proportions bien définies de jaune et de bleu, le numéro 0 étant du bleu pur et le numéro 100 du jaune pur.

Comme la solution jaune est plus fortement colorée que la bleue, à partir du numéro 5 (5 parties de jaune pour 95 parties de bleu), on a une couleur nettement verte.

## *CHAPITRE IV*

# OBSERVATION DE LA HOULE

### DÉFINITION DE LA HOULE.

Le frottement du vent à la surface de la mer produit une agitation, qui constitue les *vagues* et les *lames*.

Lorsque le vent a cessé, l'agitation persiste pendant un certain temps, et les ondulations régulières, qui s'établissent alors, portent le nom de *houle*.

Les éléments de la houle sont :

La *longueur* L, exprimée en mètres, de crête en crête, ou de creux en creux, mesurée perpendiculairement aux génératrices horizontales de la houle ;

La *hauteur* ou le *creux* H, hauteur du creux à la crête des lames ;

La *période* T, temps que mettent deux crêtes successives à passer au même point fixe ;

La *vitesse de translation* ou de *propagation* V, appelée aussi *célérité* : $V = \frac{L}{T}$ ;

La *direction*, azimut du point de l'horizon d'où paraît venir la houle.

On mesure ces éléments, soit directement, soit par la mesure d'autres éléments auxiliaires, ainsi qu'il est indiqué ci-après (1).

(1) Tous les procédés indiqués dans ce chapitre s'appliquent à une houle simple. Fréquemment on rencontre sur la mer des houles simultanées, de direction et de vitesse différentes. La rencontre de ces houles donne lieu à une mer agitée, à du *clapotis*. Il est très difficile de

MESURE DE DIRECTION.

C'est la mesure la plus simple. Pour obtenir la direction avec exactitude, il suffit de tourner l'alidade du compas du côté d'une crête qui s'avance vers le navire, et perpendiculairement à l'orientation générale de cette crête.

MESURE DE LA VITESSE DE PROPAGATION OU CÉLÉRITÉ.

Le navire est en marche à une vitesse $v$, qui doit être exprimée, pour son emploi dans les formules, en mètres par seconde (1 nœud = $0^{m},51$ par seconde).

Connaissant le cap du navire et la direction de la houle, on en déduit l'angle $\varphi$ de la direction de la houle avec le cap (fig. 19).

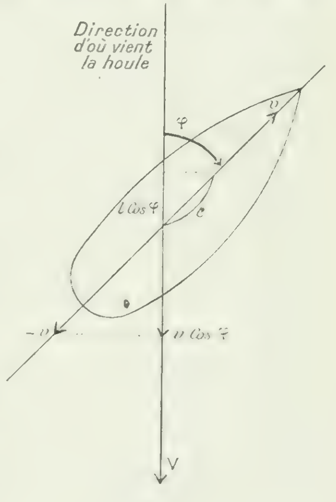


Fig. 19.

Le navire étant en marche, la célérité de la houle, par rapport à un observateur placé à bord, n'est pas la célérité vraie, mais la *célérité apparente* : c'est la vitesse relative de la houle par rapport au navire. Pour avoir cette célérité apparente V$a$, il faut composer la célérité vraie V avec une vitesse égale et contraire à celle du navire. La vitesse du navire $v$ donne une composante $v \sin \varphi$, parallèle aux crêtes, qui ne modifie en rien l'apparence de la houle ; l'autre composante, $v \cos \varphi$, parallèle

séparer les diverses houles constituant le clapotis, et les observations sont dans ce cas très difficiles. L'amiral Arago a essayé de déterminer des règles d'observation dans des cas simples. Il suffit de parcourir le mémoire de l'amiral Arago, publié dans les *Annales hydrographiques de 1919-1920*, pour se rendre compte de la complexité du problème.

à la direction, s'ajoute à la célérité V, pour donner la célérité apparente :

$$Va = V + v \cos \varphi.$$

Si la houle vient de l'avant, $\varphi$ est inférieur à 90°, $v \cos \varphi$ est positif. La célérité apparente est plus grande que la célérité vraie. Si la houle vient de l'arrière, $\varphi$ est supérieur à 90°, $v \cos \varphi$ est négatif : la célérité apparente est moindre, le navire fuyant la houle.

Si l'on a mesuré la célérité apparente $Va$, la formule précédente donnera la célérité vraie V.

Pour mesurer la célérité apparente, il suffit de déterminer le temps nécessaire à une crête pour parcourir une base choisie sur le navire.

Si $t$ et $t'$ sont les instants où une même crête passe successivement devant deux points situés sur le navire à une distance $l$, la crête franchit un espace exprimé par $l \cos \varphi$ dans un intervalle de temps égal à $t—t'$.

On peut donc écrire :

$$Va = \frac{l \cos \varphi}{t - t'}.$$

Exceptionnellement, il peut arriver que, $\varphi$ étant supérieur à 90°, la célérité apparente soit négative. C'est le cas où le navire, fuyant la lame, marche plus vite qu'elle, et la crête se propage apparemment de l'avant à l'arrière.

Pour la précision des mesures, il y a avantage à avoir une base, $l \cos \varphi$, aussi longue que possible. Il faut donc que $\varphi$ soit voisin de 0° ou de 180°, ce qui revient à dire que les circonstances favorables à des mesures de houle sont celles où le cap du navire s'éloigne peu de la direction de la houle ou de la direction opposée.

Quand $\varphi$ est compris entre 45° et 135°, la lame abordant les formes du navire très obliquement, la détermination de $t$ et de $t'$ est plus difficile.

Il y a aussi avantage à avoir un intervalle $t$-$t'$ aussi grand

que possible. Si, en effet, la durée du parcours de la base est grande, des erreurs sur $l$ et $l'$ entraîneront une erreur relative moindre pour $l$-$l'$ et par suite pour $\frac{l \cos \varphi}{l-l'}$.

Si le navire marche à la rencontre de la houle, la célérité apparente $V + v \cos \varphi$ est plus grande que V ; s'il fuit la lame, elle est moindre. Dans le premier cas, $l - l'$ sera moindre que dans le second.

Si donc on opère en marchant à la rencontre de la houle, il y aura intérêt à réduire autant que possible la vitesse du navire, tout en le conservant bien gouvernant. Si, au contraire, le navire fuit la lame, il faudra marcher avec une vitesse aussi grande que possible. Cette dernière allure est celle qui présente les circonstances les plus favorables.

MESURE DE LA LONGUEUR.

Si l'on mesure l'intervalle de temps $\theta$ compris entre les arrivées, au même point du navire, de deux crêtes successives, on a la relation suivante entre la longueur L, la célérité apparente V$a$, déduite des mesures précédentes, et l'intervalle $\theta$ :

$$L = Va \times \theta.$$

En effet, lorsqu'une crête atteint un point donné du navire, la crête suivante s'en trouve à une distance L. Donc, lorsqu'elle atteint à son tour le même point, c'est qu'elle a parcouru la distance L, et cela évidemment à une vitesse qui n'est autre que la célérité apparente.

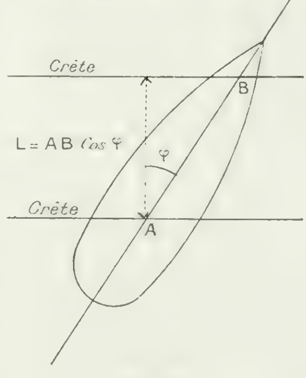


Fig. 20.

On peut encore mesurer directement la longueur de la façon suivante : deux observateurs s'éloignent l'un de l'autre,

en tâtonnant, jusqu'à ce que la crête d'une vague passe devant l'un en même temps que la crête de la vague suivante passe devant l'autre observateur. Le produit par cos $\varphi$ de la distance entre les deux observateurs donne L (fig. 20).

Si la longueur L est plus grande que la longueur du navire, on laisse filer au bout d'une ligne un flotteur (par exemple le bateau de loch), jusqu'à ce que celui-ci se trouve sur une crête en même temps que l'autre extrémité de la ligne, tenue à la main, se trouve au-dessus de la crête précédente.

### MESURE DE LA PÉRIODE.

La période T se déduit de la longueur et de la vitesse par la formule :

$$T = \frac{L}{V}.$$

### MESURE DE LA HAUTEUR.

La mesure de la hauteur H est la plus difficile et peut donner lieu à des erreurs très grandes. Au moment où le navire est dans le creux de la lame, on s'élève sur les passerelles ou dans la mâture jusqu'à ce qu'on puisse faire coïncider la crête de la vague avec l'horizon, quand le navire est à peu près droit. La hauteur de la lame est alors égale à la hauteur de l'œil au-dessus de la flottaison.

Cette opération, toute simple en apparence, est plus difficile qu'on ne croit, et il faut être très exercé pour ne pas commettre d'erreurs grossières.

Dans les missions océanographiques, où l'on a du temps à consacrer aux mesures, on peut employer, lorsqu'il ne s'agit que de houles assez faibles, le *trace-vagues* imaginé par Froude. L'appareil est basé sur la diminution très rapide que subit en profondeur le mouvement des vagues. Il se compose d'une longue perche de bois graduée, à l'extrémité inférieure de laquelle est attachée, par une corde assez longue, une petite plate-forme horizontale lestée. La plate-forme étant à une profondeur où l'eau n'est plus agitée par la vague,

la perche n'a qu'un mouvement vertical très faible, et on lit sur sa graduation la hauteur atteinte par les crêtes et les creux.

Neumayer a essayé un autre procédé, qui consiste à déduire la hauteur des lames des variations d'un baromètre sensible flottant à la surface de l'eau.

Pendant l'expédition antarctique du Dr Charcot à bord du *Pourquoi-Pas?* (1908-1910), j'ai mesuré la hauteur des vagues de la mer à l'aide d'un procédé analogue (1).

Je me suis servi du statoscope enregistreur construit par M. Richard. Cet instrument est un baromètre très sensible, permettant de déceler, à peu près instantanément et d'une façon très précise, les petites variations d'altitude, à condition que la pression barométrique reste sensiblement constante pendant l'expérience. Il se compose essentiellement d'une série de coquilles métalliques, analogues à celles des baromètres enregistreurs ordinaires, renfermées à l'intérieur d'un réservoir, entouré de matière isolante et contenu dans le socle en bois de l'appareil. Les coquilles communiquent librement entre elles et avec l'atmosphère extérieure. Un robinet permet de faire communiquer ou non le réservoir avec l'atmosphère ; lorsque ce robinet est fermé, le statoscope devient un baromètre à air différentiel, qui enregistre la différence de pression entre l'atmosphère ambiante et l'air enfermé dans le réservoir au début de l'expérience.

Sur la feuille de l'instrument dont je me suis servi, 1 millimètre correspondrait à une variation de hauteur de $0^{m},50$ environ. Le cylindre enregistreur faisait un tour en cinquante-deux minutes, ce qui donnait un développement horizontal de 5 millimètres environ par minute. Des vagues de période de six secondes donnaient lieu à dix oscillations par minute soit, sur la feuille, deux oscillations par millimètre. Il était donc très facile de distinguer les oscillations les unes des autres. La figure 21 reproduit l'aspect d'une des courbes obtenues.

Toutefois la hauteur des vagues, déduite de ces observations, n'est exacte qu'à certaines conditions.

1° Au moment du passage du creux et de la crête, le navire, par suite de ses mouvements propres de tangage et de roulis, n'est pas

(1) Pour plus de détails, voir le *Bulletin de l'Institut océanographique* du 12 juillet 1920.

dans la même position. Sur le *Pourquoi-Pas?* le statoscope était placé assez près du milieu du navire pour que l'erreur causée par le roulis et le tangage soit toujours faible.

2° Par vent fort, la pression barométrique éprouve elle-même des variations très rapides, dont l'amplitude s'ajoute à celle

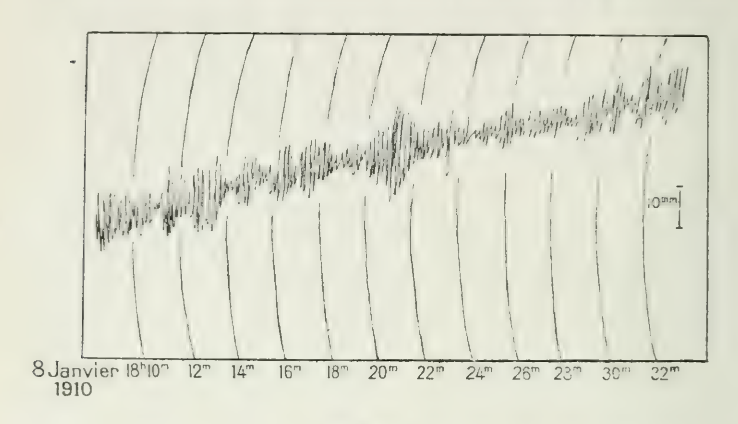



Fig. 21.

due aux mouvements verticaux du navire. Ces variations de pression constituent ce qu'on appelle le *pompage* du baromètre Le trait tracé par la plume du statoscope s'épaissit, puis présente des crochets verticaux presque continuels. Certaines courbes de pompage à terre ressemblent, à s'y méprendre, aux courbes obtenues en mer, et je ne vois pas le moyen d'éliminer une erreur de ce genre, sauf en considérant la moyenne d'un grand nombre d'observations : on aurait ainsi la hauteur moyenne de la houle, mais non la hauteur maximum.

L'expérience m'a montré qu'à terre le pompage ne commence à se manifester que par des vents de vitesse supérieure au degré 5 de l'échelle de Beaufort (1). En mer, il est très probable que le pompage est très atténué, car le vent y est beaucoup plus régulier qu'à terre. Cependant, je ne pense pas qu'on puisse faire état des observations de houle au statoscope faites par vent supérieur à 5.

3° Le statoscope enregistreur est très sensible aux chocs. Quand le *Pourquoi-Pas?* naviguait au milieu des glaces, les chocs des glaçons causaient fréquemment à la plume de l'instrument des

(1) Vitesse d'environ 10 mètres par seconde.

vibrations de 10 millimètres d'amplitude. Par grosse mer, le navire reçoit de véritables chocs des paquets de mer, qui embarquent à bord ou qui brisent contre la coque. Les vibrations de l'instrument peuvent être alors très importantes. C'est encore une raison pour rendre l'appareil difficilement utilisable par très mauvais temps, juste au moment où les observations de la hauteur des vagues seraient le plus intéressantes.

*CHAPITRE V*

# OBSERVATION DE LA MARÉE

## ÉCHELLES DE MARÉES.

L'observation de la marée consiste à noter, à des intervalles de temps rapprochés, la hauteur qu'atteint le niveau de la mer. Pour mesurer cette hauteur, on place dans la mer une règle verticale fixe, graduée en décimètres d'une façon très visible, et assez haute pour que, à tout instant, le niveau de la mer baigne sa partie graduée (fig. 22 et 23). Cette règle s'appelle une *échelle de marée*. Elle doit être établie dans un endroit abrité autant que possible de la houle et du clapotis, afin que les lectures soient précises et faciles. Mais il est nécessaire que cet endroit communique librement avec le large : une souille, qui serait isolée à basse mer, ne se prête pas à l'installation d'une échelle de marée.

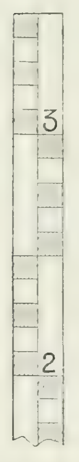


Fig. 22.

Quand la mer marne beaucoup, on installe deux échelles, une échelle de pleine mer, une échelle de basse mer. Il faut qu'au moment où l'échelle de basse mer va couvrir, la hauteur de la mer soit lisible sur l'échelle de pleine mer, afin de faire, pendant un certain temps, les lectures simultanément aux deux échelles.

Contre un mur de quai, ou contre un appontement, l'échelle est fixée verticalement au moyen de crampons. Il faut naturellement la protéger contre les chocs des bateaux

qui viennent accoster. Sur une plage, l'échelle est fixée à un pieu solidement enfoncé dans le sol, et elle est maintenue verticalement à l'aide de haubans en fil d'acier amarrés à des grappins. L'installation doit être très solide pour

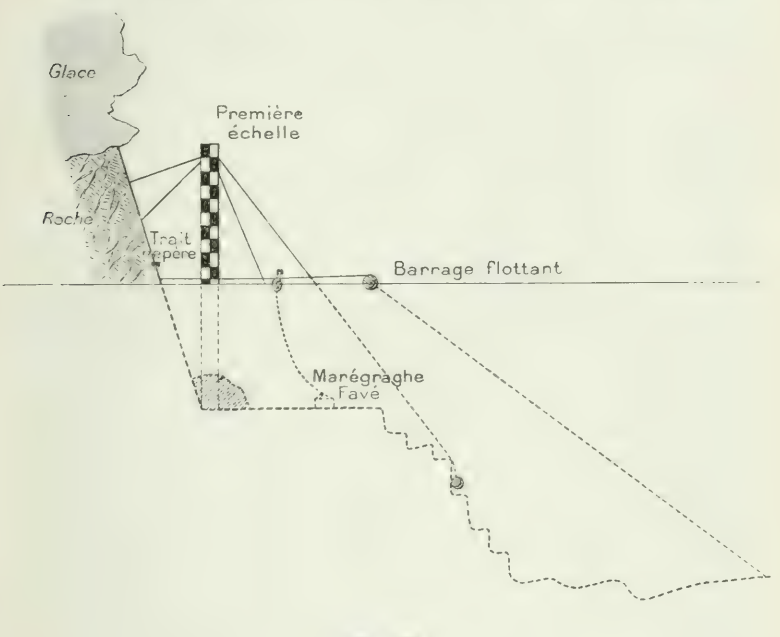



Fig. 23.

résister à la mer pendant toute la durée des observations.

Dans les glaces, les mouvements des glaçons contre le rivage mettent rapidement hors d'usage les échelles de marée ordinaires. Voici le dispositif que M. Godfroy a employé dans l'Antarctique et qui donna toute satisfaction (fig. 24).

Un grand trépied, reposant sur la banquise, supportait l'échelle, qui suivait ainsi les mouvements de la glace et, par suite, de la marée. Le long de l'échelle se déplaçait un curseur pesant, suspendu à un fil qui, par un retour simple de poulies, descendait se fixer par son autre extrémité à un paquet de gueuses reposant sur le fond. De cette façon.

tout mouvement du niveau pouvait se mesurer par le déplacement du curseur le long de la graduation de l'échelle.

Pour empêcher que, sous l'action du gel, le fil ne fît corps

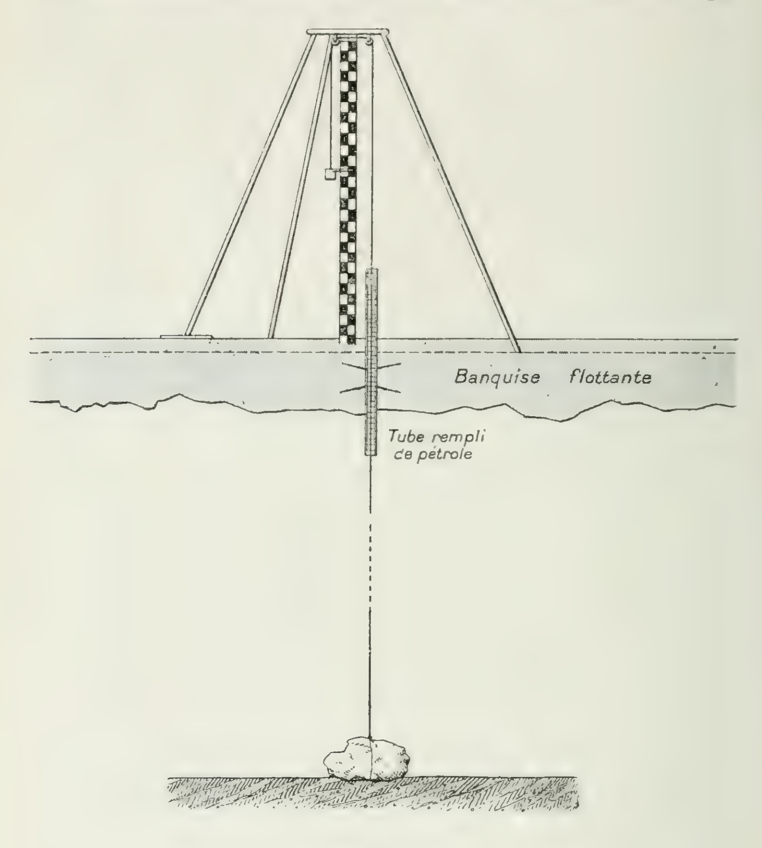



Fig. 24.

avec la banquise, il traversait la glace dans un tube de plus de 2 mètres de long, rempli de pétrole.

De toute façon, il faut repérer l'échelle à un point fixe de la côte (trait gravé profondément sur un rocher par exemple) afin d'utiliser, si elle venait à être emportée, les observations déjà faites et afin de repérer une nouvelle échelle par rap-

port à la première. Ce repère permettra aussi de rendre comparables entre elles les observations qui peuvent être reprises ultérieurement au même endroit.

Les observations de l'échelle doivent être faites tous les quarts d'heure, avec une approximation d'une ou deux minutes (1).

### MARÉGRAPHES ENREGISTREURS.

L'observation continue des échelles de marée est souvent très pénible et exige un personnel assez nombreux. D'autre part, au cours d'expéditions scientifiques, l'observation des marées à l'aide d'échelles directement lues par des observateurs ne serait pas toujours praticable, car il est parfois utile de déterminer la loi des marées en plusieurs points du rivage souvent fort éloignés les uns des autres. Aussi a-t-on été amené à construire des appareils permettant d'enregistrer automatiquement la hauteur du niveau de la mer.

*Marégraphe Favé.* — Parmi ces appareils, nous citerons le *marégraphe plongeur* de M. Favé (2).

Cet appareil portatif n'enregistre pas directement la hauteur de l'eau, mais la pression à laquelle il est soumis, pression proportionnelle à la profondeur à laquelle il se trouve au-dessous de la surface, et par suite variable, pour un instrument reposant sur le fond, avec le déplacement vertical de cette surface. Il fonctionne comme un baromètre au fond de la mer (fig. 25).

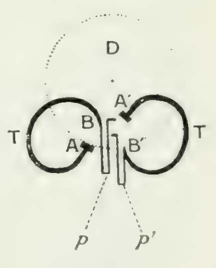


Fig. 25.

L'organe essentiel consiste en deux tubes manométriques de Bourdon TT, dont les extrémités

(1) Il est indispensable que les observations de marées soient accompagnées d'observations météorologiques, les phénomènes météorologiques, en particulier la pression barométrique et le vent, ayant, comme nous le verrons, une influence sur la hauteur du niveau de la mer.

(2) Le marégraphe Favé est décrit en détail dans les *Annales hydrographiques* de 1919.

AA′ sont encastrées dans un support commun, et qui sont enfermés dans une boîte hermétiquement close. L'intérieur de ces tubes, remplis de liquide, est mis en communication avec la mer et subit la pression de l'eau ambiante : celles de leurs extrémités qui ne sont pas encastrées, BB′, se déplacent sous l'influence des variations de la pression. Elles portent une lame flexible, *pp′*, munie d'une pointe qui vient s'appuyer sur un disque de verre D, auquel un mouvement d'horlogerie donne un mouvement de rotation proportionnel au temps. La surface de ce disque est couverte d'un enduit très mince, sur lequel les pointes, en se déplaçant, tracent des traits d'une grande finesse.

Les deux pointes se trouvent sur un même rayon du disque, et les tubes sont disposés de façon qu'elles s'écartent l'une de l'autre lorsque la pression augmente. La lecture des courbes tracées sur le disque se fait au microscope, lorsqu'on a relevé l'appareil. L'amplitude du mouvement des pointes est très minime (3 millimètres environ pour chacune des pointes pour une variation de 10 mètres de hauteur d'eau), ce qui nécessite une très grande finesse pour les traits et une très grande précision pour l'appareil micrométrique servant à mesurer la distance des courbes.

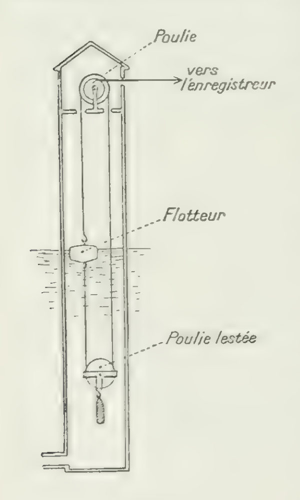



Fig. 26.

Le marégraphe Favé permet d'observer la marée au large des côtes. Les observations de ce genre, encore très rares, sont très précieuses pour l'étude complète du phénomène.

*Marégraphe enregistreur du Service hydrographique.* — Dans les ports de guerre, et en certains points du littoral français, il existe des marégraphes enregistreurs, basés sur un principe différent : les mouvements de la mer sont transmis à un cylindre enregistreur par

l'intermédiaire d'un flotteur, qui se déplace dans un puits, communiquant avec la mer par son extrémité inférieure (fig. 26). Le marégraphe du port de Brest a été installé en 1846 et fonctionne sans interruption depuis cette époque.

## *CHAPITRE VI*

# OBSERVATION DES COURANTS

Les principales mesures de courant superficiel au large ont été déduites des différences entre le point observé et le point estimé. Mais les erreurs qu'on peut faire séparément sur le point observé et sur le point estimé sont assez grandes pour rendre le procédé peu précis. Les erreurs du point estimé proviennent autant d'erreurs faites dans la tenue de la route que des courants. Sur les bateaux à voiles, et même sur les bateaux à vapeur, dès que le vent est un peu fort, la dérive causée par le vent, difficile à apprécier exactement, est souvent plus forte que la dérive causée par les courants. La différence entre le point observé et le point estimé ne peut donc donner une indication sur les courants marins que dans les parages où les courants sont forts, et encore à condition de disposer d'un grand nombre d'observations (1).

Quand le navire est maintenu immobile à l'ancre, et il faut pour cela qu'il soit affourché sur deux ancres, on peut, en laissant filer le loch (ou mieux la *drague à courant* dont nous parlerons plus loin), avoir des indications très précises sur la vitesse et la direction des courants. Ce procédé n'est d'ailleurs pas réservé au voisinage des côtes. Les bâtiments du Service hydrographique des États-Unis procédèrent de cette façon pour étudier le Gulf-Stream et réussirent à

(1) Les courants se désignent par la direction dans laquelle ils portent : un courant nord est un courant qui se dirige vers le nord. Au contraire, un vent de nord est un vent qui souffle du nord vers le sud.

mouiller sur un câble en fil d'acier par plusieurs milliers de mètres de profondeur (1).

La drague à courant comprend une partie immergée, constituée par un cabrion carré de 50 centimètres de longueur et de 10 centimètres d'équarrissage, sur lequel sont assemblées en croix quatre planches de sapin de même longueur et de 25 centimètres de largeur, le tout lesté avec un plomb de 5 kilogrammes environ (fig. 27). Une bouée en liège est reliée au cabrion par un orin, dont la longueur varie suivant la profondeur à laquelle on veut mesurer la vitesse du courant. La bouée doit émerger le moins possible, afin de ne pas donner prise au vent.

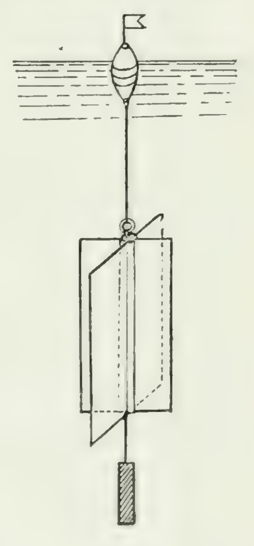


Fig. 27.

On emploie la drague à courant pour mesurer, avec une embarcation mouillée, la vitesse et la direction des courants de marée.

La drague à courant peut être remplacée simplement par des bouteilles accouplées, la bouteille inférieure étant remplie de la quantité d'eau nécessaire pour la lester suffisamment.

Un autre procédé consiste à abandonner en un point connu de l'océan des corps flottants, bouteilles ou barils, contenant un billet, invitant le découvreur d'un de ces flotteurs à faire connaître le lieu et la date de sa trouvaille.

Le procédé est évidemment imprécis ; il ne renseigne pas du tout sur le trajet réel suivi par le flotteur entre son point de départ et son point d'arrivée, mais il peut, dans certains cas, donner des indications intéressantes. Une épave de *la Jeannette*, broyée dans les glaces au nord de la Sibérie

(1) Devant le cap Hatteras, le *Blake* accomplit le fait remarquable de rester à l'ancre par 3 337 mètres de fond avec des courants de 4 nœuds.

et retrouvée au Groenland, a donné à Nansen l'idée de sa fameuse exploration polaire, où son navire lui-même, le *Fram*, pris dans les glaces, a servi de flotteur et a démontré l'existence du courant de l'océan Arctique. On a pu vérifier dans la suite l'existence de ce courant, en lançant à la mer, vers le détroit de Behring, de solides flotteurs, dont l'un fut retrouvé, plusieurs années après, sur la côte septentrionale de l'Islande.

C'est un flottage analogue, quoique naturel, qui révéla l'existence du Gulf-Stream : on trouva, sur les côtes du nord de l'Europe, des graines et des bois exotiques qui ne pouvaient provenir que d'Amérique.

Les expériences de flottage, entreprises depuis plus de vingt ans par le prince de Monaco, lui ont permis de déterminer les trajectoires probables des mines sous-marines, jetées à la mer pendant la dernière guerre (1).

On a aussi imaginé des mesureurs de courants, ou *flussomètres*, à hélice et à gouvernail, inscrivant automatiquement leurs indications ; mais le fonctionnement de ces appareils coûteux est toujours délicat.

Pour mesurer les courants en profondeur, le seul appareil vraiment pratique est le *mesureur de courant de l'amiral Makharof*. Une hélice en laiton est portée par un panneau en fer ou en bois, qui s'oriente dans la direction du courant. A chaque tour d'hélice, c'est-à-dire pour un parcours déterminé du courant, un marteau mobile, actionné par un ressort, frappe un coup sur une cloche. Même avec un appareil grossièrement construit par les moyens du bord et dont la ligne est simplement tenue à la main, on entend la cloche très facilement jusqu'à 30 mètres. En remplaçant la cloche par un tam-tam plus sonore, et en se servant d'une ligne en fil d'acier branchée sur un appareil microphonique, on peut percevoir le son jusqu'à 500 mètres de profondeur.

(1) Les épaves des navires naufragés ont aussi fourni des indications très utiles. Malheureusement, ces épaves offrent au vent une surface importante, et leur dérive n'est pas uniquement due aux courants marins. Les *Pilot Charts*, dressées par le Weather Bureau de Washington, contiennent quantité d'observations de ce genre.

## CHAPITRE VII

# OBSERVATION DES GLACES

Il est très important de noter d'une façon précise la nature des glaces rencontrées en mer, car la glace joue un rôle considérable dans les phénomènes de la mer, en particulier dans la circulation générale, par le refroidissement des eaux polaires, correspondant à l'échauffement des eaux superficielles de l'équateur et des tropiques.

La dispersion des glaces polaires vers les latitudes moyennes a une influence directe sur le climat et sur la trajectoire des dépressions. Enfin, au point de vue de la navigation, on sait les dangers considérables que présentent les glaces et les sinistres qu'il faut leur attribuer (naufrage du *Titanic* en 1912).

On trouve, dans les mers arctiques et dans les mers antarctiques, deux sortes de glaces bien distinctes : la glace de terre et la glace de mer.

### GLACE DE TERRE.

Dans les régions arctiques, la glace de terre, due à la congélation de l'eau douce, a deux origines : l'une provient des glaciers qui aboutissent à la mer, l'autre de la débâcle des glaces des fleuves d'Amérique et de Sibérie. La glace de terre antarctique appartient toute à la première catégorie. La glace de terre provient donc en grande majorité du *vêlage* des glaciers, c'est-à-dire de la dislocation de la falaise de glace, par laquelle ils se terminent dans la mer.

Ces fleuves de glace avancent graduellement leur front dans la mer, quelquefois à plusieurs kilomètres au large, et l'eau les supporte jusqu'au moment où diverses causes, les mouvements de la mer, les tempêtes, et notamment les marées, en provoquent la cassure, qui se fait avec fracas et

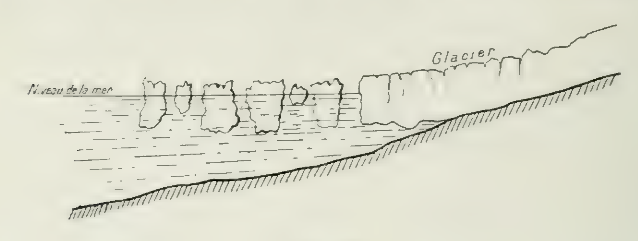



Fig. 28.

couvre l'eau de blocs de glace plus ou moins volumineux (fig. 28).

On appelle ces blocs des *icebergs* quand ils atteignent des dimensions notables (fig. 1 de la planche I), des *iceblocs* quand ils ne sont pas très gros. Les anciens navigateurs français appelaient les tout petits iceblocs des *bourguignons.*

La proportion de la partie de l'iceberg qui est sous l'eau à la partie visible au-dessus de l'eau a été pendant longtemps exagérée. Elle varie suivant la densité de l'iceberg, mais elle ne paraît pas dépasser 4 ou 5.

Dans les mers antarctiques, les icebergs ont souvent des formes prismatiques régulières, avec un sommet sensiblement horizontal ; on les appelle alors *icebergs tabulaires.* C'est un iceberg tabulaire qui est représenté sur la figure 1 de la planche I. Cette forme tabulaire se rencontre aussi parfois dans les mers arctiques, en particulier auprès de la côte orientale du Groenland.

### GLACE DE MER.

La glace de mer résulte de la congélation de l'eau de mer. Son eau de fusion est salée, tandis que l'eau de fusion de la glace de terre est douce (Voir la deuxième partie, chap. XI).



Fig. 1. — Iceberg.



Fig. 2. — Jeune glace.

[p. 56.]



Fig. 1. — Floe.



Fig. 2. — Pack.

Quand la température de l'eau de mer s'abaisse à environ — 2°, la congélation commence, en produisant une sorte de bouillie glacée de cristaux de glace, qui durcit quand le froid augmente (*Pancake ice*, ou simplement *jeune glace*) (fig. 2 de la planche I).

Ainsi se forment des champs de glace qui peuvent atteindre des centaines de kilomètres et qui constituent la *banquise*.

Quand cette banquise est reliée à la terre et forme une banquette continue le long du rivage, on a la *banquise côtière*. Les bords de cette banquise se fragmentent en plaques, qu'on appelle des *floes*. La figure 1 de la planche II montre un floe sur lequel s'ébattent des pingouins. Les floes atteignent rarement une dizaine de mètres d'épaisseur; les plus communs ont moins d'un mètre. Les floes épais d'une trentaine ou d'une cinquantaine de mètres des mers arctiques, appelés par Nares les floes paléocrystiques, sont en réalité des petits icebergs, ainsi que Peary l'a démontré.

La réunion de plusieurs floes constitue la banquise proprement dite ou le *pack* (fig. 2 de la planche II). Le pack est *lâche*, quand il existe entre les différents floes des espaces d'eau libre. Si ces espaces d'eau libre sont assez nombreux pour que la navigation soit relativement facile entre les floes, on désigne parfois le pack sous le nom de *drift*.

Sous l'influence des courants, des vents et des variations de température, les différentes parties de la banquise, dans les mers polaires, se pressent les unes contre les autres, en donnant naissance à des monticules de glace appelés *hummocks*, qui atteignent rarement une dizaine de mètres de hauteur. Ces pressions sont parfois considérables, et plusieurs navires polaires ont été broyés par elles (*la Jeannelle, la Hansa, le Tegelhoff, le Polaris, le Karluk*, dans le Nord, *l'Antarctic, l'Endurance* dans le Sud).

La glace de mer a une couleur terne caractéristique, tandis que la glace de terre est toujours plus transparente et un peu plus bleue.

Au-dessus du pack, le ciel prend des reflets blanchâtres, qui en annoncent de loin la présence et qu'on appelle l'*ice-*

Planches I et II.

*blink*. De même, lorsqu'on se trouve au milieu du pack, la présence de la mer libre est annoncée par des teintes plus sombres, qu'on appelle *watersky*.

Sans parler des observations spéciales réservées aux expéditions polaires, il faut, lorsqu'on aperçoit des glaces, d'abord bien spécifier leur nature, noter toutes leurs particularités, évaluer leurs dimensions, surtout si elles paraissent exceptionnelles, en prendre des échantillons s'il y a lieu, en vue d'analyses ultérieures.

Si les glaçons transportent de la terre ou des pierres, il faut en recueillir des échantillons, car leur étude permettra d'avoir des indications précises sur l'origine des glaces. Il faut enfin multiplier les observations de température et de densité de l'eau de mer, données qui peuvent avoir des relations intéressantes avec la présence des glaces, ou qui peuvent, en tout cas, servir à déterminer les courants qui les ont amenées.

### SIGNES DE LA PROXIMITÉ DES GLACES DANS LES RÉGIONS TEMPÉRÉES.

Avant d'apercevoir les glaces du pont d'un navire, s'il s'agit de pack de dérive, l'iceblink, dont nous avons parlé plus haut, se manifeste. Par journée claire, le ciel sera beaucoup plus pâle.

Par brouillard, les icebergs apparaissent d'abord comme des objets foncés. Par brouillard épais, la première manifestation de l'iceberg est une ligne d'eau plus foncée à sa flottaison.

Un iceberg peut être parfois révélé par l'écho du sifflet ou de la sirène. L'absence d'écho n'est pas du tout un signe qu'il n'y a pas d'iceberg, car, pour qu'il y ait écho, il faut que l'iceberg présente un mur vertical, ce qui n'est pas toujours le cas.

La présence des icebergs est souvent révélée par le bruit qu'ils font en se brisant en morceaux. Ce bruit est analogue à celui des brisants ou d'une lointaine canonnade.

Des débris de glace annoncent aussi parfois la présence de l'iceberg, qui leur a donné naissance.

L'absence de houle et de vagues par brise fraîche est un signe qu'il y a de la glace dans le voisinage, si ce calme relatif ne peut pas être attribué à une terre.

La présence de troupeaux de phoques est aussi un signe de glaces.

La température de l'air se rafraîchit. Quant à la température de la mer, il est à peu près démontré que l'on ne peut pas déceler la présence d'un iceberg par la baisse de température de l'eau de mer. Au contraire, des observations récentes semblent montrer qu'on observe, à un mètre de profondeur, une légère hausse de température, quand on approche d'un iceberg.

*DEUXIÈME PARTIE*

# LES RÉSULTATS

---

## *CHAPITRE PREMIER*

## GÉNÉRALITÉS SUR LES OCÉANS

La géographie nous fournit sur les océans des données générales, qu'il est utile de rappeler.

### RÉPARTITION DES TERRES ET DES MERS.

Les océans recouvrent à peu près les trois quarts de la surface terrestre. La surface du globe étant évaluée à 510 millions de kilomètres carrés, il y a environ 365 millions occupés par les eaux marines, pour 145 millions occupés par les terres.

Ces terres ne sont pas également réparties dans les deux hémisphères : l'hémisphère Nord, qu'on appelle parfois l'*hémisphère continental*, comprend plus des deux tiers de toutes les terres (environ 100 millions de kilomètres carrés) : l'hémisphère Sud, l'*hémisphère maritime*, comprend plus de la moitié des mers (environ 211 millions de kilomètres carrés).

Il faut d'ailleurs remarquer que l'hémisphère dit continental comprend, tout de même, plus de mers que de terres (155 millions de kilomètres carrés d'eau contre 100 millions de kilomètres carrés de terres).

On a cherché à déterminer le pôle de l'hémisphère qui contiendrait le plus de terres, et, par tâtonnements, on est arrivé à montrer qu'un hémisphère, qui aurait pour pôle un

point situé en France, comprendrait 115 millions de kilomètres carrés de terres pour 140 millions de kilomètres carrés de mer, tandis que l'autre hémisphère, qui aurait son pôle vers la Nouvelle-Zélande, comprendrait 225 millions de kilomètres carrés de mer pour 30 millions de kilomètres carrés de terres. Autrement dit, en chiffres ronds, l'hémisphère continental, ou émergé, comprend à peu près autant de terres que d'eau, tandis que l'hémisphère maritime, ou immergé, renferme sept fois plus d'eau que de terres (1).

La répartition des terres et des mers joue un grand rôle dans l'étude des climats, et les différences climatériques observées entre les deux hémisphères, pour des régions situées à des latitudes égales, tiennent en grande partie à cette répartition différente.

L'opposition diamétrale des continents et des mers a été aussi signalée depuis longtemps par les géographes. Presque tous les points de la surface des terres émergées ont sur les mers leurs antipodes (c'est-à-dire les points qui, dans l'autre hémisphère, leur sont diamétralement opposés). « Toute saillie qui émerge au-dessus de la surface des mers, a dit de Lapparent, a dix-neuf chances sur vingt d'avoir un creux pour point diamétralement opposé. »

On a remarqué aussi depuis longtemps que l'ensemble des terres forme trois massifs très larges dans le nord et terminés en pointe vers le sud : Amérique, Europe-Afrique, Asie-Australasie. Par esprit de symétrie, on a voulu voir une disposition inverse des masses océaniques : la masse principale entoure le continent antarctique et envoie vers le nord trois grands prolongements, Atlantique, océan Indien, Pacifique.

Il ne faut pas exagérer ces symétries, qui ne sont que de pures coïncidences. Les théories d'apparence ingénieuse qu'on a proposées pour les expliquer n'ont pas toujours une base sérieuse (2).

(1) Certains géographes ont prétendu que nous avions lieu d'être fiers d'avoir notre pays situé au pôle de l'hémisphère continental : n'est-ce pas un orgueil un peu puéril de se croire prédestinés, par des causes géographiques, à devenir le centre du monde civilisé ?

(2) Une des raisons de l'épanouissement *apparent* vers le nord des terres est probablement l'usage des planisphères en projection de

CLASSIFICATION GÉNÉRALE DES MERS.

Le terme *océan* est d'ordinaire réservé pour désigner les vastes étendues liquides, limitées par les continents : océan Atlantique, océan Pacifique, océan Indien, océan Arctique, océan Antarctique ou océan Austral.

L'océan Pacifique, qui est le plus grand de tous, occupe une superficie d'environ 167 millions de kilomètres carrés : l'océan Atlantique occupe 83 millions, l'océan Indien 75 millions, l'océan Arctique 14 millions ; l'océan Antarctique, dont les limites sont bien imprécises, a seulement 20 millions de kilomètres carrés.

A titre de comparaison, nous rappellerons les superficies qui nous sont plus familières : l'Europe, 10 millions ; la mer Méditerranée, 3 millions ; la France, 550 000 kilomètres carrés.

Le mot *mer* a, en géographie, une acception plus précise que dans le langage courant : il désigne les étendues d'eau presque fermées (mer Méditerranée) ou des portions bien définies d'un océan principal, on dit quelquefois *mers bordières* (mer du Nord, mer Baltique, mer Rouge, etc.). Mais les usages consacrés sont parfois plus forts que les classifications, souvent artificielles (1). C'est ainsi que les marins continuent à dire les mers du Sud pour l'océan Austral, que l'on dit golfe Persique et non mer Persique, et plus souvent mer d'Oman que golfe d'Oman et golfe du Bengale que mer du Bengale, quoiqu'il s'agisse de deux portions de l'océan Indien qui, au point de vue topographique, ne présentent pas de différences essentielles.

Mercator. Comme les continents septentrionaux s'étendent jusqu'à de hautes latitudes, leurs dimensions sont très exagérées sur la carte. Il n'en est pas de même pour les continents de l'hémisphère sud, qui se terminent vers le quarantième degré. L'océan Austral occupe aussi une surface beaucoup moins grande, en réalité, qu'elle ne paraît sur la carte de Mercator.

(1) Il faut se garder de donner raison aux détracteurs de la géographie, qui prétendent qu'elle n'est qu'une science de mots et que les géographes sont les derniers « nominalistes ».

## CHAPITRE II

# LA PROFONDEUR DE LA MER

### PROFONDEUR MOYENNE DES OCÉANS.

S'il existe encore de grandes étendues de mer qui n'ont jamais été sondées, nous avons cependant aujourd'hui à notre disposition un nombre considérable de documents, qui permettent d'étudier d'une façon assez précise la structure des fonds.

Pour figurer le relief sous-marin, on emploie le même procédé que pour figurer le relief terrestre : on réunit par une ligne, appelée *isobathe*, les points où la profondeur est la même. Une carte, qui indique les profondeurs, s'appelle une *carte bathymétrique*.

D'après une évaluation qui ne doit pas comporter d'erreur grossière, la profondeur moyenne des mers est comprise entre 3 500 et 4 000 mètres (1).

Ce chiffre est considérable, si l'on songe que la hauteur moyenne des terres émergées est d'environ 700 mètres (825 mètres si le continent antarctique a une hauteur moyenne de 2 000 mètres, ce qui paraît probable).

Le volume total de la masse marine est d'environ 1 300 000 kilomètres cubes, douze fois le volume des terres émergées. Si les terres étaient nivelées, les mers les recouvriraient d'une couche uniforme de 2 500 mètres d'épaisseur.

(1) Krummel, dans son *Handbuch der Ozeanographie*, ose écrire 3 997 mètres. Qui espère-t-on impressionner avec une pareille précision?

Ces nombres énormes dépassent d'ailleurs la portée de notre entendement : un fleuve qui débiterait 1 kilomètre cube à la minute, depuis le début de l'ère chrétienne, n'aurait pas encore rempli le bassin actuel de la mer. La Seine, qui débite en moyenne 250 mètres cubes d'eau par seconde, mettrait, pour le faire, près de 200 millions d'années.

PROFONDEURS MAXIMA.

Les plus grandes profondeurs mesurées actuellement se trouvent dans l'océan Pacifique. Voici, d'après les derniers documents publiés par l'Institut océanographique de Paris, la liste de celles qui dépassent 9 000 mètres (1).

| PROFONDEURS. | LATITUDE. | LONGITUDE. | SITUATION GÉOGRAPHIQUE. |
|---|---|---|---|
| 9 020 mètres... | 6° 15′N | 127° 22′E | Philippines. |
| 9 031 — . | 5° 21′N | 127°48′E | Philippines. |
| 9 140 — . | 6° 16′S | 153° 56′E | Au nord de Manahi |
| 9 184 — . | 24°00′S | 175° 00′W | Ile Tonga. |
| 9 213 — .. | 28°44′S | 176°04′W | Ile Tonga. |
| 9 427 — . | 38°23′S | 176° 39′W | Ile Kermadec. |
| 9 636 — .. | 12°40′N | 145° 30′E | Entre les Mariannes et les Carolines. |
| 9 788 — . | 9°56′N | 126°40′E | Philippines. |

La plus grande profondeur de l'océan Atlantique est de 8 526 mètres au nord de Porto-Rico.

Dans l'océan Indien, la profondeur ne dépasse pas 7 000 mètres, trouvés au sud de Java.

Dans l'océan Arctique, Nansen a trouvé une profondeur maxima de 3 900 mètres.

Quant à l'océan Antarctique, sa profondeur dépasse en plusieurs endroits 5 000 mètres. La plus grande profondeur observée jusqu'ici est de 5 700 mètres, au sud de l'Afrique.

(1) Nous laissons à tous les sondages leur approximation du mètre, telle que l'ont donnée leurs auteurs, mais il faut se rappeler que c'est là une précision illusoire : on ne sonde pas par grande profondeur à 1 mètre près, mais seulement à une cinquantaine de mètres près.

Dans la Méditerranée, la fosse de Corfou atteint 4 440 mètres.

A titre de comparaison, il faut se rappeler que la plus haute montagne connue, le mont Everest, dans l'Himalaya, a une hauteur de 8 840 mètres. Les mers sont donc plus profondes que les terres ne sont hautes.

Le diagramme de la figure 29, imaginé par l'océanographe anglais Supan, représente l'étendue relative et le relief des parties du globe émergées et immergées. Ce diagramme est construit de la façon suivante. De part et d'autre d'une ligne représentant le niveau de la mer, on a tracé, à gauche, les échelles verticales du relief terrestre et à droite celles des profondeurs de la mer, à des distances horizontales proportionnelles aux étendues situées à tel ou tel niveau. La longueur AB représente les 145 millions de kilomètres carrés de la surface émergée, tandis que AC figure les 365 millions de la surface marine. La distance qui sépare deux ordonnées successives, par exemple les ordonnées de 4 000 mètres et de 5 000 mètres, représente l'étendue des terres ou des mers dont les hauteurs, ou les profondeurs, sont comprises entre 4 000 et 5 000 mètres.

On voit sur ce diagramme que, tandis que la surface des terres, dont l'altitude est inférieure à 1 000 mètres, dépasse de beaucoup la surface des terres plus élevées, la surface des mers de moins de 1 000 mètres de profondeur est très faible, par rapport au reste. Les très grandes altitudes et les très grandes profondeurs sont très rares et n'occupent qu'une très petite surface du globe. Sur les 145 millions de kilomètres carrés de terres émergées, 3 millions, soit environ 2 p. 100, s'élèvent au-dessus de 4 000 mètres ; sur les 365 millions de kilomètres carrés de mer, 185 millions, soit à peu près la moitié, ont une profondeur supérieure à 4 000 mètres.

## RÉPARTITION DES PROFONDEURS.

Les océans ne se présentent pas sous la forme d'une cuvette s'approfondissant peu à peu à mesure qu'on s'éloigne du rivage, pas plus que les continents ne forment des sortes

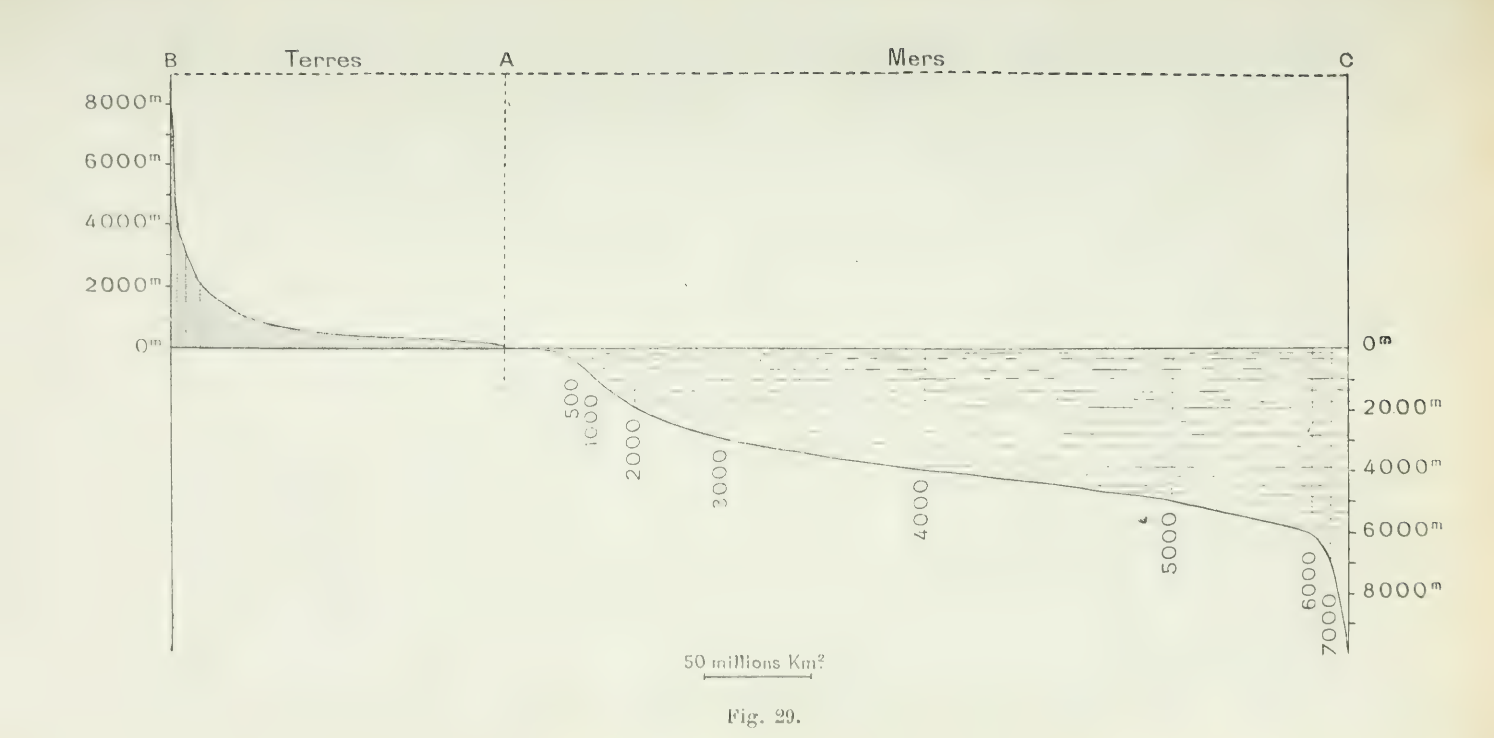

B
Terres
A
Mers
C
8000m
6000m
4000m
2000m
0m
0m
2000m
4000m
6000m
8000m
500
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
50 millions Km²

Fig. 29.

de dômes réguliers. Le fond de la mer est, dans ses grandes lignes, probablement aussi accidenté que la surface terrestre. Nous disons dans ses grandes lignes, car le fond de la mer n'est pas découpé et tourmenté, comme le relief terrestre, par les érosions, et les dépôts finissent à la longue par le niveler en partie. Il arrive souvent, comme le montre la carte de la figure 30 sur laquelle nous avons tracé les zones où la profondeur est supérieure à 6 000 mètres, que les très grandes profondeurs se trouvent près du rivage.

Les géologues ont cherché à relier les accidents sous-marins aux accidents du relief terrestre. Les uns et les autres proviennent en effet des mêmes causes : formation de plis par compression latérale due à la contraction de l'écorce terrestre et affaissements locaux. Les théories sont à ce sujet prématurées. Le relief sous-marin n'est pas encore en effet parfaitement connu. Il faudra de très nombreux sondages pour déterminer ce relief avec précision, car chaque sondage ne donne qu'une cote et ne renseigne pas du tout sur les profondeurs voisines (1). Dans beaucoup de régions, il existe à peine un ou deux sondages pour une étendue grande comme la France, et quelquefois moins encore. Ne risquerions-nous pas de faire de grossières erreurs sur la topographie de la France si nous n'avions, pour la déterminer, qu'une ou deux mesures d'altitude prises au hasard?

PLATEAU CONTINENTAL.

Si les parties les plus profondes des océans ont un grand intérêt géographique ou géologique, les régions les moins profondes, dont la profondeur ne dépasse pas 200 à 500 mètres, ont un intérêt pratique de premier ordre : au point de vue de la navigation, c'est la région qu'il faut connaître en détail, non seulement parce qu'elle peut présenter des hauts fonds dangereux, mais parce que les sondages peuvent alors

(1) Une station géodésique à terre suffit au contraire à donner des renseignements sur toute la région environnante visible. Le levé du relief sous-marin est donc beaucoup plus long que le levé du relief terrestre.




Fig. 30.

servir à déterminer la position du navire, si l'on possède une carte bathymétrique exacte ; c'est aussi par ces profondeurs

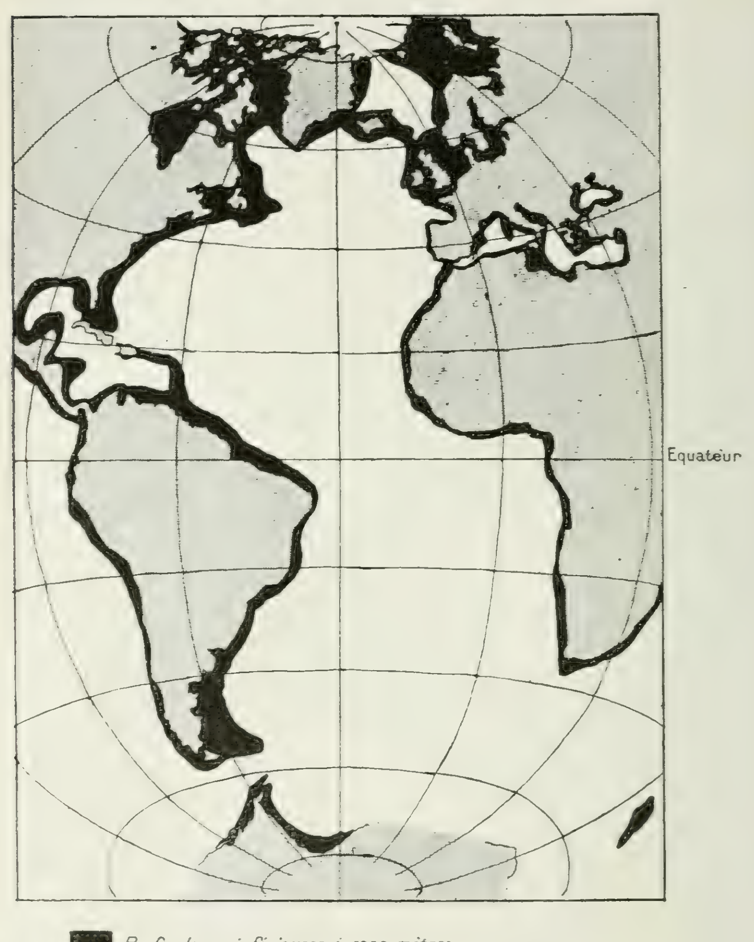



Fig. 31.

relativement faibles que s'exerce l'industrie des pêches.
En partant du rivage, la pente des fonds est généralement

faible, et, à une distance plus ou moins grande de la côte, s'étend une plate-forme immergée, qui ne dépasse pas généralement la profondeur de 200 mètres, mais qui peut atteindre en certaines régions 400 à 500 mètres. Du côté du large, cette plate-forme cesse assez brusquement, et, alors qu'il a fallu parcourir parfois des centaines de kilomètres pour atteindre

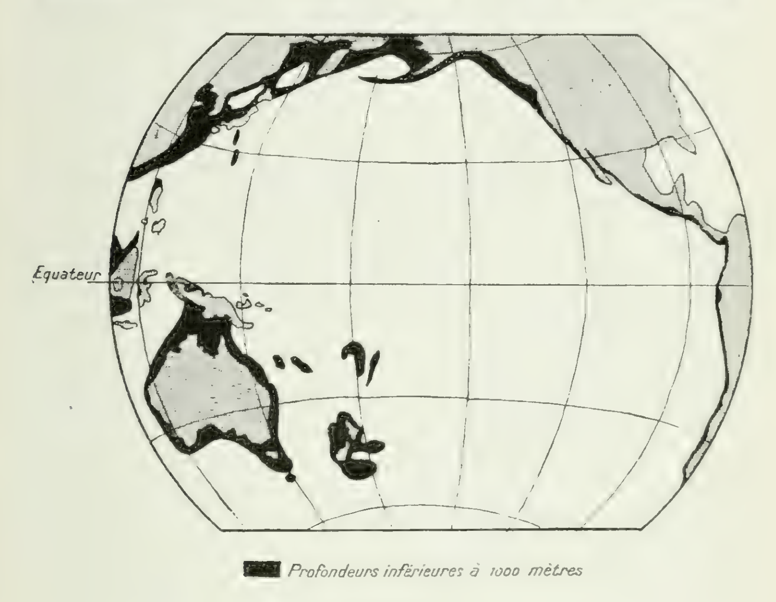



Fig. 32.

la profondeur de 200 mètres, quelques kilomètres plus loin on atteint des profondeurs de 1 000 mètres et davantage.

Cette plate-forme, qui borde les continents, a reçu le nom de socle ou de *plateau continental*. Elle occupe une surface à peu près égale au dixième de la surface totale des mers. Les cartes des figures 31 et 32, sur lesquelles nous avons marqué l'aire où les profondeurs sont inférieures à 1 000 mètres, en donnent à peu près les limites.

Le plateau continental est très développé dans l'océan Arctique. Les îles arctiques du Spitzberg, de François-Joseph, de la Nouvelle-Zemble, de Nicolas II, de la Nouvelle-

Sibérie, sont situées sur l'immense plate-forme, plus ou moins découpée, qui prolonge la côte de Sibérie. Il faut s'avancer à plus de 600 kilomètres au large pour trouver des profondeurs supérieures à 100 mètres. Le fond y est très



*Limites du Plateau Continental en Europe Occidentale*

Fig. 33.

égal, raboté par les gros glaçons pris dans la banquise et entraînés par les courants.

Le plateau continental est très développé sur les côtes de Norvège, où sa largeur dépasse 200 kilomètres. Il est aussi très large sur les côtes de France, au nord de la Gironde : par le travers de Lorient, il atteint 300 kilomètres. Il est au contraire très étroit sur les côtes occidentales de l'Amérique. La carte de la figure 33, sur laquelle l'isobathe de 200 mètres est tracée en pointillé, donne les limites du plateau continental en Europe occidentale.

On reconnaît, dans le plateau continental, les principaux accidents du relief de la côte, qui se continuent sous les flots.

Ainsi, sur les côtes à fiords, profondes vallées encaissées, aux parois à pic, formées par des plissements de l'écorce et creusées par d'anciens glaciers, les fiords se continuent au large. Souvent, dans un fiord, les profondeurs les plus grandes se trouvent au voisinage de la côte, tandis qu'il existe au large un seuil, formé sans doute par les accumulations des anciennes moraines. Les types les plus complets de fiords se trouvent en Norvège, et quelques-uns d'entre eux présentent des profondeurs supérieures à 500 mètres.

Les vallées de beaucoup de fleuves terrestres se continuent aussi par des vallées sous-marines. Un exemple est fourni en France par la vallée du Trieux sur la côte nord de Bretagne,

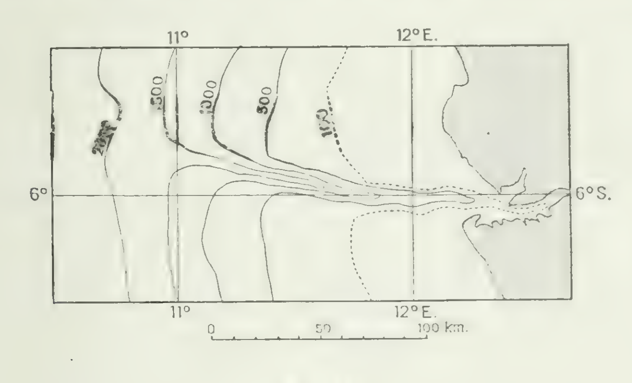



Fig. 34.

par les vallées du Congo en Afrique (fig. 34), de l'Indus en Asie. Les cartes marines d'Islande montrent d'une façon très nette la prolongation sous les flots des vallées terrestres, et l'on a pu suivre, dans la mer du Nord, l'ancien cours du Rhin, dont les fleuves d'Angleterre et d'Écosse étaient alors les affluents. Plusieurs de ces vallées sous-marines ont été en effet formées autrefois par l'érosion des cours d'eau, lorsque le plateau continental n'était pas submergé, mais s'élevait plus ou moins au-dessus du niveau de la mer. Quelques-unes marquent même l'ancienne embouchure des cours d'eau. Tel est le gouf de Cap-Breton, dans le golfe de Gascogne (fig. 35),

qui est sans doute l'ancienne vallée de l'Adour (1). Auprès du cap Vert, dans la baie d'Yof (latitude 15° S, longitude 17° 20′ W), il existe une vallée sous-marine très nette, qui est sans doute la vallée d'un cours d'eau aujourd'hui disparu.

Les rivages de la mer, qui nous paraissent très fixes, ont

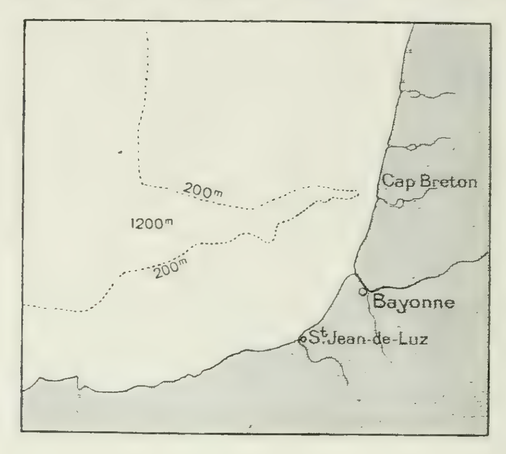



Fig. 35.

éprouvé en effet, au cours des âges géologiques, des variations considérables. Ces variations se continuent d'ailleurs sous nos yeux. Pour ne citer que des exemples pris sur les côtes de France, il existe en Bretagne et sur les côtes de la Manche de nombreuses traces de submersion (2), tandis que les côtes du golfe de Gascogne et celles de la Méditerranée offrent des traces d'émersion.

PENTES DES FONDS.

Quand on dit que la limite du plateau continental vers le large est abrupte, il ne faut prendre ce mot que dans une

(1) Cette interprétation, en ce qui concerne le gouf du Cap-Breton, n'est pas universellement admise.

(2) Dans la baie du Morbihan, à l'îlot d'Erlanic, des dolmens et leurs cercles de pierres sont aujourd'hui sous les eaux et ne se montrent qu'à marée basse.

acception relative. La pente des fonds augmente quand on quitte le plateau continental, mais elle ne devient pas pour cela considérable. Si, au voisinage de certaines fosses très

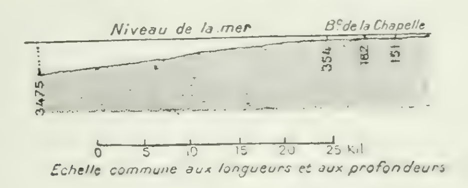



Fig. 36.

profondes, et surtout auprès d'îles volcaniques isolées en plein océan, les pentes peuvent dépasser, en des régions très limitées, la valeur de 50 p. 100. les pentes de 10 p. 100 sont rares, et ce sont ces pentes-là qui constituent la limite *abrupte* du plateau continental. Les figures dans lesquelles la même échelle a été adoptée pour les profondeurs et pour les longueurs montrent, dans des cas typiques, la valeur relative

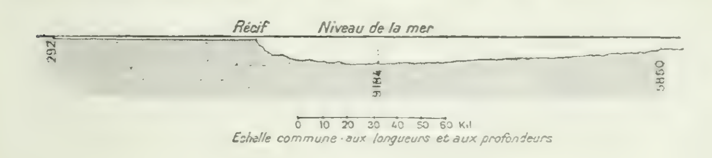



Fig. 37.

des différentes pentes. La figure 36 donne, par exemple, la coupe du plateau continental par le travers de Lorient et la figure 37 la coupe de la fosse des îles Tonga, dans l'océan Pacifique.

Dans le même ordre d'idées, il faut signaler que les fonds de l'océan sont très rarement concaves. Pour qu'un océan, dont les rivages sont en A et en B (fig. 38), présente un fond concave, il faut que sa profondeur soit plus grande que la flèche CD de l'arc AB. Or cette flèche est généralement considérable. Dans le cas de l'Atlantique nord, l'arc AB, entre l'Europe et l'Amérique, est de 60° environ. La flèche CD a

alors une longueur de plus de 1 000 kilomètres. Ce n'est que dans des détroits (Pas-de-Calais par exemple) ou dans des

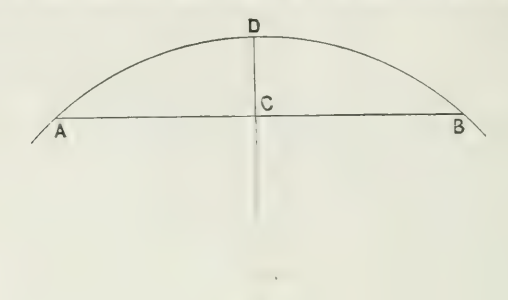



Fig. 38.

fosses très étroites et très profondes que le fond de l'océan présente une véritable concavité.

LE NIVEAU DE LA MER.

Toutes les altitudes, toutes les profondeurs sont rapportées à un niveau conventionnel, qui est le niveau de la mer. Théoriquement la surface de l'océan est celle d'un ellipsoïde de révolution légèrement aplati. C'est à cette surface, prolongée sous les continents, qu'on rapporte les altitudes terrestres. Mais le rivage de la mer est-il l'intersection de cette surface avec les terres ? Évidemment non. D'abord parce que le niveau de la mer n'est pas fixe : les mouvements de la mer, dont nous aurons à parler, et, en première ligne, les marées, le modifient. La pluie, la pression barométrique ont aussi leur influence. Le vent peut produire des dénivellations qui dépassent parfois 2 mètres. Le niveau moyen de la mer, que nous définirons exactement chapitre VIII, ne correspond pas forcément à cette surface théorique. Plusieurs causes interviennent, en effet, pour le modifier localement d'une façon permanente. Les attractions locales des grandes masses continentales relèvent à leur voisinage le niveau de la mer. Cette surélévation de l'océan près des côtes

peut atteindre jusqu'à 250 mètres, d'après certaines estimations, d'ailleurs discutées (1).

Le niveau de la mer n'est pas le même dans les différentes mers dont la salure et, par suite, la densité sont différentes. Ces mers, qui communiquent entre elles, se trouvent soumises aux mêmes lois que les vases communicants contenant des liquides de densité différente : les plus légères s'élèvent plus haut que les plus lourdes (2).

Le niveau de la mer sera donc un niveau conventionnel, défini d'une façon précise en un certain lieu. En France, on a choisi le niveau moyen de la mer à Marseille. Le nivellement général de la France a montré que le niveau moyen de la mer différait à Brest de 0m,17 du niveau moyen de la mer à Marseille (3).

Il n'y a pas d'ailleurs que sur les côtes que le niveau de la mer s'écarte de la surface de l'ellipsoïde théorique. Des mesures récentes d'intensité de la pesanteur au milieu des océans semblent montrer qu'il y existe des dénivellations importantes. On constate, en effet, que l'intensité de la pesanteur sur les îles isolées est plus forte que sur les continents, et on a attribué cette différence à une dénivellation de la surface océanique, qui la rapprocherait du centre de la terre, ce qui aurait pour effet d'augmenter la pesanteur. Aucune mesure géodésique ne permet de vérifier cette hypothèse, que certaines mesures de pesanteur en plein océan contredisent d'ailleurs.

En résumé, nos mesures d'altitude et de profondeur ne peuvent être rapportées qu'à un repère local, qui est le niveau moyen des mers en un point particulier de la région considérée. Il ne nous est pas possible de rapporter ces altitudes avec précision à la surface de l'ellipsoïde terrestre

(1) Les attractions terrestres locales ont pour effet de produire des déviations de la verticale, qui ont pu être très exactement mesurées : ces déviations atteignent 16″ à Nice, 14″ à Toulon, 7″ à Marseille.

(2) Nous verrons, chapitre X, que cette différence de niveau, due aux différences de densités, est une des causes des courants.

(3) Entre les côtes de l'Atlantique et du Pacifique, pour une distance de 7400 kilomètres, les Américains ont trouvé une différence de niveau de 0m,19 seulement.

ou au centre de la terre. Des montagnes de 4000 mètres de hauteur, mesurées à la même latitude en Europe, en Amérique ou au centre du Pacifique, devraient théoriquement avoir leur sommet à la même distance du centre de la terre. Rien ne permet d'affirmer qu'il en est ainsi, et, au contraire, il est très probable que cela n'est pas.

## *CHAPITRE III*

# NATURE DU FOND DE LA MER

Ce n'est qu'en des endroits très limités et voisins des côtes que la croûte terrestre originelle forme le fond du lit océanique. Presque partout, la croûte terrestre a été recouverte par des sédiments de nature très variée, mais qui, en très grande majorité, appartiennent au genre vase.

La classification des fonds marins a donné lieu et donne lieu encore à de nombreuses discussions. La plus connue est la suivante, qui a au moins l'avantage d'être simple. On divise les fonds en trois grandes catégories : les dépôts littoraux, les dépôts terrigènes et les dépôts pélagiques.

### DÉPÔTS LITTORAUX.

Les dépôts littoraux sont ceux que l'on trouve dans la partie du rivage soumise au jeu des marées et au voisinage immédiat de la côte. Ils proviennent de la désagrégation du littoral sous l'effet de l'érosion marine. Ils sont formés des mêmes matériaux que le littoral. Ce sont d'abord des cailloux plus ou moins gros, transformés bientôt, en se frottant les uns sur les autres, en galets et en gravier, triés sur les plages par les vagues avec une précision parfois surprenante, tous les galets ou tous les graviers voisins ayant la même forme et la même grosseur. Les graviers finissent par devenir eux-mêmes, à l'usure, du sable.

La vague pousse les matériaux les plus gros vers le haut de la plage et entraîne, en se retirant, les matériaux plus

petits, si bien que, théoriquement au moins, on doit rencontrer d'abord une plage de galets, continuée par une plage de graviers et par une plage de sable. Enfin, à mesure qu'on s'avance vers le large, ce sable lui-même devient de plus en plus ténu et finit par former de la vase.

En plus de ces dépôts qui proviennent de l'attaque du rivage par la mer, les fleuves apportent avec eux toute une série de matériaux, qui ont comme origine l'intérieur des terres. S'il arrive parfois que ces particules soient entraînées loin vers le large par des courants superficiels violents, le plus souvent les eaux limoneuses se déposent très près de l'embouchure du fleuve, car l'eau de mer a la propriété d'accélérer le dépôt des particules en suspension (1).

Ainsi s'explique la formation des bancs de vase qui encombrent si souvent l'embouchure des fleuves et constituent pour la navigation des obstacles importants. Si le fleuve débouche dans une mer sans marée et sans courants importants, les sédiments qu'il apporte finissent par obstruer son propre cours et par le diviser en deltas, aux bras multiples et peu profonds.

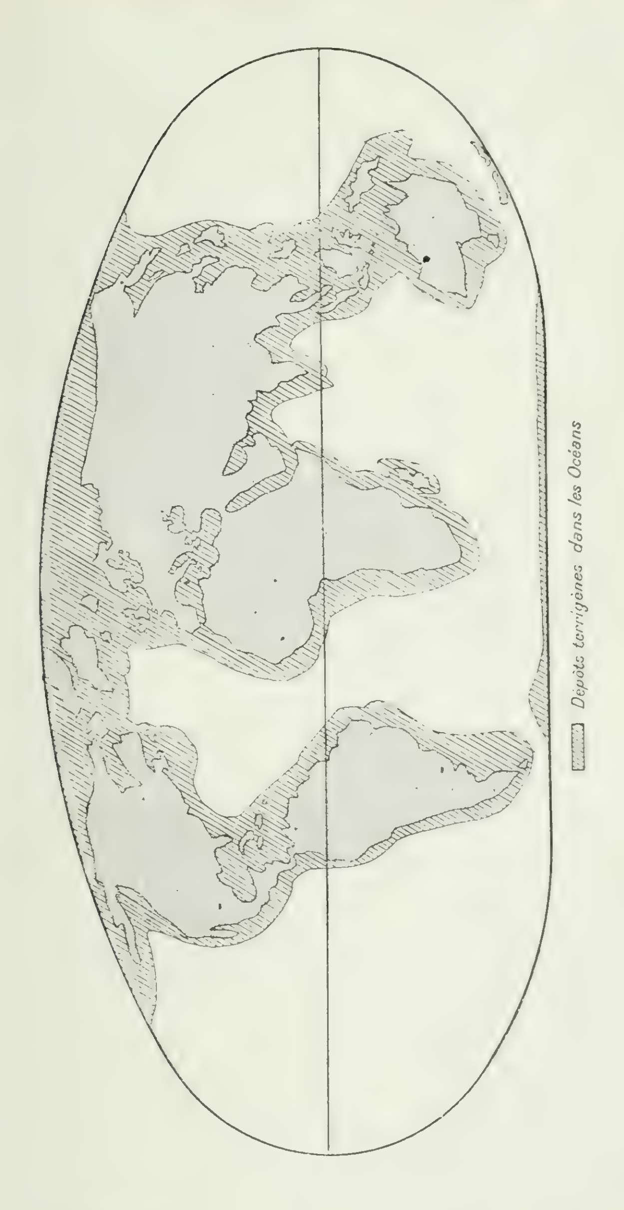
Enfin les débris d'animaux tiennent, en certains endroits, une place importante dans les dépôts littoraux.

### DÉPÔTS TERRIGÈNES.

Lorsque les vagues et les courants ont trituré les éléments littoraux au point de les transformer en poudre presque impalpable, la vase, la dissémination peut s'en faire à de grandes distances, et on désigne sous le nom de *dépôts terrigènes* ces dépôts dont l'origine est purement terrestre. Ils sont naturellement disposés sur le pourtour des continents (carte de la figure 39).

On distingue ces vases surtout par la couleur. Les *vases vertes* et les *vases bleues* présentent une couleur verdâtre ou bleuâtre (ardoise) due à du sulfate de fer et à des matières

(1) Le dépôt se fait dans l'eau de mer en quinze fois moins de temps que dans l'eau douce.


Dépôts terrigènes dans les Océans

organiques. La partie directement en contact avec l'eau est rouge ou brune, par oxydation. Lorsque la couleur brune n'existe pas, c'est que l'oxydation n'a pas eu le temps de se produire. De la couleur de la vase, on peut donc déduire la rapidité de la sédimentation. Ces vases ont souvent l'odeur caractéristique de l'hydrogène sulfuré. Elles forment la partie la plus importante des dépôts terrigènes et couvrent complètement le fond des mers fermées, comme la Méditerranée et l'océan Arctique. Il n'y a pas besoin d'aller très loin pour les trouver : ce sont elles qui constituent les fonds de la plupart de nos ports.

Lorsque les vases bleues contiennent beaucoup de grains de glauconie (silicate double de potassium), elles prennent une teinte plus grise. Les vases à glauconie se rencontrent surtout au voisinage des côtes, où les cours d'eau sont peu importants (cap de Bonne-Espérance, côte orientale d'Australie, Japon, côte atlantique des États-Unis).

Les *vases rouges* ou *jaunes* proviennent des dépôts charriés par les fleuves dans certaines régions (par exemple Orénoque, Amazone, Yang-tse-Kiang).

Autour des îles volcaniques, les vases sont *grises* ou *noires* et proviennent de ponces et de scories.

Autour des îles et des récifs de coraux, les dépôts terrigènes, dits coralliens, sont caractérisés par leur abondance en calcaire et sont généralement *blanchâtres*.

Aux dépôts terrigènes se rattachent les cailloux isolés qu'on trouve à toutes profondeurs et qui, pour la plupart, ont été transportés par des causes fortuites, en particulier par le charriage des icebergs (Voir plus loin, chapitre XI).

On peut aussi leur rattacher les *dépôts éoliens*, dus aux poussières terrestres transportées sur les océans par les vents et qui sont loin d'être négligeables.

### DÉPÔTS PÉLAGIQUES.

La plus grande partie des fonds de la mer est recouverte de dépôts qui n'ont pas été arrachés aux rivages par l'érosion fluviale ou marine. On appelle ces dépôts, qui se rencontrent

toujours dans les mers profondes, des *dépôts pélagiques*.

Beaucoup de ces dépôts sont des vases, dont la partie constituante la plus importante est composée de débris calcaires ou siliceux d'animaux marins. Suivant la proportion plus ou moins grande de ces débris d'animaux, on distingue :

La *vase à ptéropodes*, très calcaire (jusqu'à 90 p. 100 de carbonate de chaux), et où abondent plus ou moins les débris des coquilles minces et très fragiles de petits mollusques vivant en troupes nombreuses, appelés *ptéropodes*, souvent assez gros pour être visibles à l'œil nu. La vase à ptéropodes se trouve, dans les mers chaudes et tempérées, à des profondeurs inférieures à 2 000 mètres.

La *vase à globigérines*, de couleur blanchâtre ou rosée, qui donne entre les doigts un sable fin à grains arrondis, et dont la teneur en carbonate de chaux est encore très grande (60 à 70 p. 100). Les globigérines sont des animaux inférieurs, de la classe des protozoaires, formés d'un petit nombre de loges calcaires sphériques, percées de pores et groupées suivant une spire mal définie. L'ensemble a ordinairement un diamètre inférieur à 1 millimètre. Leur carapace est munie de nombreux prolongements très fins, qui aident l'animal à flotter. La vase à globigérines, beaucoup plus fréquente que la vase à ptéropodes, est surtout abondante dans l'Atlantique, par des profondeurs comprises entre 2 000 et 5 000 mètres.

La *vase à diatomées*, dépôt blanchâtre, un peu rosé ou verdâtre, caractérisée par une grande quantité de carapaces siliceuses d'algues microscopiques, nommées diatomées. Chacune de ces algues se compose d'une masse protoplasmique enfoncée dans une véritable boîte de cellulose, fortement incrustée de silice. Cette vase est surtout abondante sur le pourtour de l'océan Antarctique.

La *vase à radiolaires*, vase argileuse, rougeâtre ou brune, dans laquelle on trouve des débris de radiolaires, animaux voisins des globigérines, mais qui possèdent un squelette formé de silice hydratée, c'est-à-dire d'opale. Ces squelettes présentent des formes extrêmement variées, depuis de fins spicules jusqu'à des combinaisons géométriques compliquées et des dentelles très élégantes. La vase à radiolaires ne

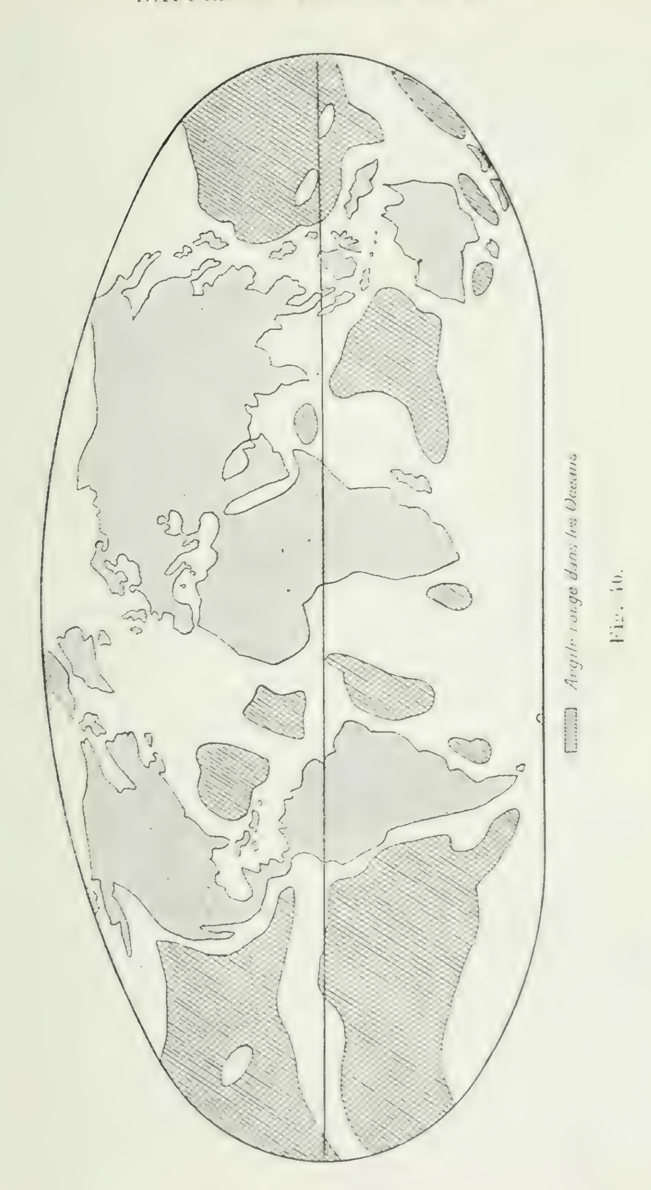
se trouve que dans les régions tropicales de l'océan Pacifique et de l'océan Indien, à des profondeurs supérieures à 4 000 mètres.

Enfin les fonds des parties les plus profondes des océans, au-dessous de 5 000 mètres, sont constitués par une *argile rouge* ou *brune* (couleur chocolat), très plastique, et qui contient diverses matières étrangères : cendres volcaniques transportées par les vents, aérolithes ou poussières cosmiques (ces dernières plus importantes qu'on ne le croirait *a priori*), dents de requins, os de baleines. D'après M. Thoulet, l'argile rouge a une origine multiple, et elle est l'aboutissement final, la dernière transformation de tous les sédiments marins. L'argile rouge recouvre plus de la moitié du fond du Pacifique : elle recouvre environ 130 millions de kilomètres carrés, soit plus de 35 p. 100 de la surface immergée (fig. 40).

D'une façon générale, à mesure que la profondeur augmente, la proportion de calcaire contenu dans la vase du fond diminue. Jusqu'à 1 500 ou 2 000 mètres, presque toutes les coquilles des animaux qui vivent dans la mer sont représentées dans des dépôts, même les ptéropodes les plus fragiles. A partir de 2 000 mètres, on ne trouve plus que les coquilles plus solides des globigérines; mais elles aussi finissent par devenir rares, dès que la profondeur dépasse 4 000 mètres. Au-dessous de 5 000 mètres, dans la zone de la vase à radiolaires et de l'argile rouge, on ne trouve plus que des traces infimes de calcaire (1).

Pourtant les organismes calcaires sont aussi abondants dans la mer au-dessus de l'argile rouge qu'au-dessus de la vase à ptéropodes. D'après Murray, une coquille de globigérine met de trois à six jours pour tomber à 5 000 mètres de profondeur ; dans cette chute, elle traverse d'abord une couche comprise entre la surface et 2 000 mètres où les eaux, saturées de calcaire, ne peuvent la dissoudre, tandis que, plus bas, la dissolution est de plus en plus rapide et finit par la faire disparaître.

(1) Récemment, M. Thoulet a signalé une exception à cette loi générale au voisinage des Açores. Elle ne doit pas être la seule (*Comptes rendus de l'Académie des sciences* du 8 mai 1922).



Argile rouge dans les Océans

Fig. 10.

Mais pourquoi l'eau des grands fonds n'arrive-t-elle pas à se saturer de calcaire sous la pluie continuelle de coquilles qui lui arrivent des couches supérieures? C'est là un problème encore mal résolu, qui est d'ailleurs du ressort de l'océanographie biologique.

## *CHAPITRE IV*

# L'EAU DE MER. — SA COMPOSITION CHIMIQUE

### LA SALINITÉ DE L'EAU DE MER.

La caractéristique principale et bien connue de l'eau de mer est d'être salée et d'avoir en même temps une saveur amère.

Dans 1 kilogramme d'eau de mer, il y a environ 35 grammes de sels divers. Ce nombre de grammes de sels contenus dans 1 kilogramme d'eau de mer est ce qu'on appelle la *salinité*, de cette eau.

Voici la composition, en poids de sels contenus dans 1 000 grammes d'eau, d'un échantillon moyen d'eau de mer, en ne citant que les sels principaux :

| | |
|---|---|
| Chlorure de sodium ($NaCl$)...................... | 27gr,3 |
| Chlorure de magnésium ($MgCl^2$)................ | 3gr,4 |
| Sulfate de magnésium ($MgSO^4$)................. | 2gr,0 |
| Sulfate de calcium ($CaSO^4$)...................... | 1gr,3 |
| Chlorure de potassium ($KCl$)..................... | 0gr,6 |
| Carbonate de calcium ($CO^3Ca$)................. | 0gr,1 |

Il est bon de rappeler les caractères de ces principaux sels.

Le chlorure de sodium, bien connu sous le nom de sel marin, est un sel incolore et transparent.

Le chlorure de magnésium se présente sous forme de lamelles cristallines enchevêtrées.

Le sulfate de magnésium est un sel de saveur amère, connu pour ses propriétés purgatives.

Le sulfate de calcium, blanc, insipide, est le gypse ou pierre à plâtre.

Le chlorure de potassium cristallise en cubes incolores et transparents.

Le carbonate de calcium est la craie ordinaire.

L'eau de mer contient d'ailleurs des traces de tous les corps connus, car les océans sont alimentés, depuis l'origine de la terre, par l'eau des fleuves ayant ruisselé sur tous les continents.

Si l'analyse chimique directe ne permet pas toujours de découvrir tous ces corps, tellement leurs traces sont infimes, on a la preuve qu'ils existent parce qu'on les trouve concentrés dans certaines plantes ou animaux marins. Le réactif vivant possède en effet parfois une délicatesse dépassant de beaucoup celle des réactifs inorganiques (1).

On s'est amusé à calculer que, si l'on arrivait à extraire l'or contenu dans l'eau de mer (la teneur moyenne est d'environ 50 milligrammes par tonne), chaque habitant de la terre recevrait un bloc d'or de 46 000 kilogrammes.

On a calculé aussi que le volume total des sels contenus dans les océans est à peu près le volume de l'Afrique au-dessus de la mer. Si les océans étaient complètement asséchés, la couche de sel qui recouvrirait le sol serait épaisse d'une cinquantaine de mètres.

Au point de vue industriel, la présence des sels dans l'eau de mer a permis quelques exploitations intéressantes : l'évaporation de l'eau de mer dans les marais salants a fourni pendant longtemps presque tout l'approvisionnement de sel nécessaire à la consommation, et aujourd'hui encore cette industrie est assez prospère. On traite aussi les eaux-mères des marais salants pour en extraire le chlorure de magnésium.

La salinité a d'ailleurs pour la navigation un grand inconvénient, puisqu'elle oblige à distiller l'eau de mer, tant pour la consommation des équipages que pour l'alimentation des chaudières.

(1) « Des traces plus qu'infinitésimales, indiscernables par les procédés analytiques les plus sensibles, de cuivre et d'argent, suffisent pour arrêter le développement de certaines algues ou les faire immédiatement périr, si ces métaux sont introduits après coup où elles ont végété » (Thoulet).

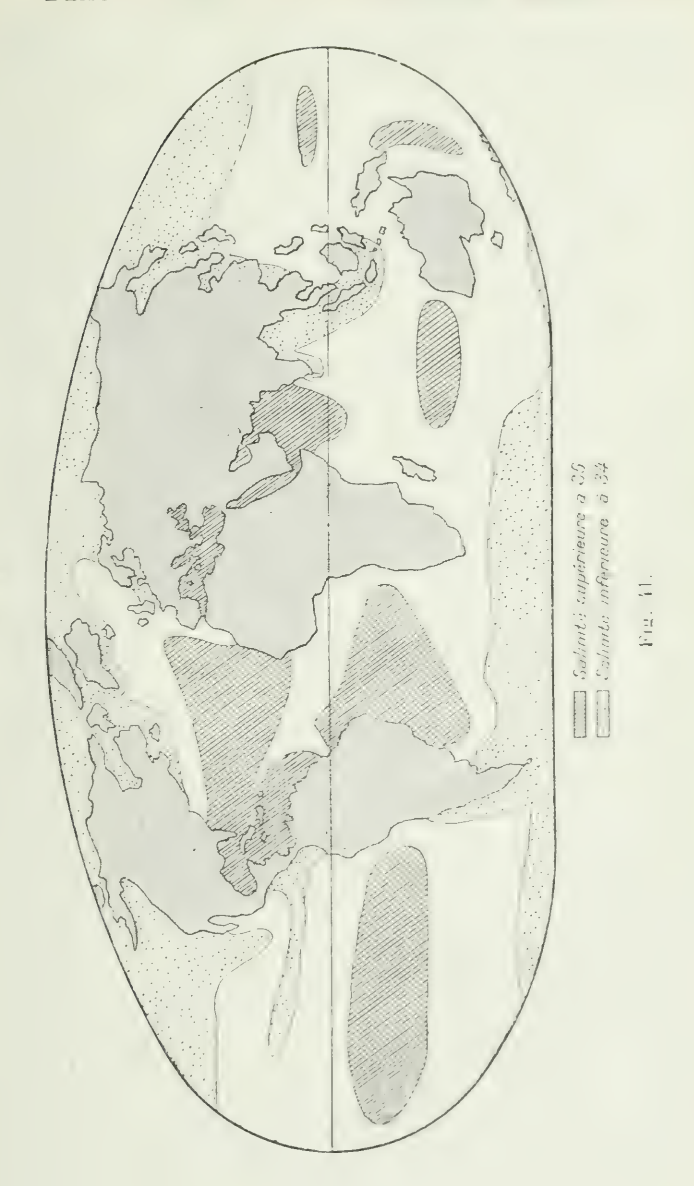



Fig. 41.

CARTES DE LA SALINITÉ.

La carte de la figure 41 indique les régions où la salinité à la surface est supérieure à 36, eaux très salées, et celles où la salinité est inférieure à 34, eaux peu salées.

Les mers les plus salées sont les mers fermées, situées dans les régions tropicales ou subtropicales : la Méditerranée a une salinité moyenne voisine de 38 et atteint parfois 40 ; la salinité de la mer Rouge est presque partout supérieure à 40 ; le golfe Persique a une salinité de 37 à 38. La mer Baltique a, au contraire, une salinité très faible de 7,5. Il en est de même de la baie d'Hudson. La mer Noire, qui reçoit des fleuves importants, a une salinité de 15 à 18.

L'océan Arctique, la mer de Behring, la mer d'Okhotsk, la mer du Japon, la mer de Chine, le golfe du Bengale, le golfe du Saint-Laurent ont aussi des salinités nettement inférieures à la moyenne.

Sur les océans, les parties les plus salées sont les régions tropicales, et on remarque une coïncidence très nette entre les régions de forte salure et les zones de hautes pressions (anticyclones tropicaux). L'insolation et, par suite, l'évaporation y sont en effet très fortes, l'humidité faible et les pluies rares. A l'équateur, où les pluies sont fréquentes, le ciel fréquemment couvert, la salinité est moins forte qu'aux tropiques. La salinité dépasse 36 aux tropiques, elle atteint même 37,9 en moyenne au milieu de l'Atlantique nord, tandis qu'elle descend à 35 et même 34 à l'équateur.

Les régions les moins salées sont d'abord les régions côtières, où se déversent des fleuves importants, dont l'influence peut se faire sentir très au large de l'embouchure ; les régions polaires, où la fusion des glaces apporte une quantité d'eau douce importante. Toutefois, je n'ai jamais trouvé dans l'Antarctique de salinité inférieure à 32. La faible salinité qu'on observe en certaines régions de l'océan Arctique, en particulier sur les côtes de Sibérie (20 et au-dessous), est

due beaucoup plus à l'apport des fleuves qu'à la présence des glaces (1).

VARIATION DE LA SALINITÉ AVEC LA PROFONDEUR.

La salinité de l'eau de mer varie en un même endroit avec la profondeur. D'une façon générale, la salinité augmente avec la profondeur. Mais les exceptions ne sont pas rares. On trouve souvent en profondeur des eaux moins salées qu'à la surface, c'est le cas général des régions tropicales. Des courants sous-marins peuvent, en effet, amener en profondeur des eaux plus douces, rendues plus lourdes que les eaux de surface par leur basse température. La circulation des eaux marines profondes est actuellement encore très peu connue, et on ne peut souvent hasarder que des hypothèses pour expliquer les anomalies observées.

D'après les observations du *Challenger*, par 25° de latitude dans l'Atlantique, la salinité varie de la façon suivante en profondeur :

| | |
|---|---|
| 0 | 37,7 |
| 100 mètres | 37,0 |
| 200 — | 36,4 |
| 300 — | 36,2 |
| 400 — | 36,1 |
| 500 — | 36,0 |
| 1 000 — | 35,6 |

Les eaux très profondes des océans ont à peu près partout une salinité voisine de 35.

Dans les régions polaires, les faibles salinités de la surface sont dues à la fusion des glaces, et la salinité augmente très vite dans les 100 premiers mètres de profondeur ; au delà, son augmentation est beaucoup plus lente.

(1) Nous avons observé, dans les régions polaires, une variation annuelle très nette de la salinité : la salinité est plus grande en hiver qu'en été, ce qui s'explique naturellement par la formation de glace de mer, qui enrichit l'eau de mer en sels pendant les mois où la congélation se produit d'une façon continue (Voir p. 205).

Voici, par exemple, la salinité en profondeur résultant de deux sondages faits dans l'Antarctique :

Latitude : 69° 15′ S. Longitude : 105° 47′ W.

| | |
|---|---|
| Surface | 33,78 |
| 100 mètres | 34,07 |
| 200 — | 34,36 |
| 750 — | 34,38 |
| 1 000 — | 34,96 |

Latitude : 70° 05′ S. Longitude : 118° 50′ W.

| | |
|---|---|
| Surface | 32,90 |
| 100 mètres | 34,20 |
| 200 — | 34,60 |
| 500 — | 34,96 |
| 750 — | 34,96 |
| 1 000 — | 34,96 |

RELATIONS ENTRE LA SALINITÉ ET LA DENSITÉ.

La densité de l'eau de mer est proportionnelle à la quantité de sels qu'elle contient.

En fonction de la salinité Q, la densité de l'eau de mer S est donnée par la formule suivante :

$$Q = 1\,309\,(S - 1)\ (1).$$

Le tableau suivant donne en fonction de la salinité Q (poids total des sels contenus dans 1 000 grammes d'eau) la densité $S_4^0$ de l'eau de mer à 0°, par rapport à l'eau distillée à 4°.

(1) Cette formule, d'application commode, donne en réalité la densité de l'eau de mer par rapport à l'eau douce, les deux eaux étant à la température de 17°,5, c'est-à-dire qu'elle donne en réalité $S_{17,5}^{17,5}$, d'après les notations que nous avons adoptées dans la première partie (Voir p. 30). A l'aide des tables de Knudsen ou du graphique de Thoulet, il est facile de passer à la densité $S_4^t$.

| SALINITÉ Q. | DENSITÉ $S^0_4$. | SALINITÉ Q. | DENSITÉ $S^0_4$. |
|---|---|---|---|
| 2 | 1,00153 | 25 | 1,02009 |
| 4 | 1,00316 | 30 | 1,02411 |
| 6 | 1,00478 | 32 | 1,02571 |
| 8 | 1,00639 | 34 | 1,02732 |
| 10 | 1,00801 | 36 | 1,02894 |
| 15 | 1,01205 | 38 | 1,03055 |
| 20 | 1,01607 | 40 | 1,03217 |

Si l'on analyse une série d'échantillons d'eau de mer, on constate que la quantité de sels varie d'un échantillon à l'autre mais que leur proportion reste à peu près constante (1). Si, par exemple, le chlorure de sodium constitue 78 p. 100 de la salinité totale d'une eau de mer de salinité 35, il constituera également 78 p. 100 de la salinité totale d'une eau de salinité 30. On sait que cette propriété permet de mesurer la salinité, et, par suite, la densité par la méthode dite de la chloruration (Voir p. 33).

Il est utile d'avoir une idée de l'importance de la variation de la densité de l'eau de mer avec la température, cette variation intervenant dans l'étude des courants. A égalité de salinité, les eaux plus froides sont plus denses que les eaux plus chaudes, puisqu'elles occupent un volume moindre.

Une eau de mer de densité 1,0270, valeur pas très éloignée de la densité moyenne à 0°, aura, à des températures différentes, la densité suivante :

| Température... | 0° | 5° | 10° | 15° | 20° | 25° | 30° |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Densité........ | 1,02700 | 1,02659 | 1,02588 | 1,02492 | 1,02372 | 1,02231 | 1,02070 |

La comparaison des deux tableaux précédents montre l'importance de la température pour modifier la densité *in situ* : une variation de 10° de température modifie autant la densité qu'une variation de 2 unités de la salinité, c'est-à-

(1) On a observé cependant, en certains endroits, une proportion assez différente de celle qui est couramment admise. Il ne faut donc attribuer à la formule de la page 33 qu'une précision relative.

dire qu'une variation de 2 grammes dans le poids total des sels dissous dans 1 kilogramme d'eau.

CARTES DES DENSITÉS.

Sauf au voisinage des côtes où se déversent des fleuves puissants, la densité de l'eau de mer varie de 1,020 à 1,030, la valeur moyenne étant de 1,028 environ à 0°. Ainsi que nous venons de l'indiquer, l'influence de la température primant l'influence de la salinité dans bien des cas, les eaux des hautes latitudes sont normalement les plus denses, et les eaux équatoriales les plus légères, si on prend les densités *in situ*. Si l'on ramène toutes les densités à la même température, par exemple à 0°, les cartes de densité n'indiquent rien d'autre que les cartes de salinité.

MAXIMUM DE DENSITÉ DE L'EAU DE MER.

On sait que l'eau douce a son maximum de densité à + 4°. Pour l'eau de mer, le maximum de densité dépend de la salinité. Pour une salinité de 17, le maximum de densité a lieu à 0°. Pour l'eau de mer normale, la densité continue à augmenter à mesure que la température baisse jusqu'au point de congélation, qui est voisin de — 2°. Cette propriété de l'eau de mer est importante au point de vue de la température des grandes profondeurs. En effet, dans un lac d'eau douce, les eaux qui sont au fond doivent avoir une densité plus grande que celle des eaux qui sont au-dessus d'elles, et, par suite, quelle que soit la profondeur, leur température ne peut descendre au-dessous de + 4°. Tandis que, dans les océans, la température des eaux des fonds peut descendre jusqu'à — 2° sans que, pour cela, elles cessent d'être les plus lourdes.

VARIATION DE LA DENSITÉ AVEC LA PROFONDEUR.

La densité de l'eau de mer *in situ* augmente régulièrement avec la profondeur, à cause de la compressibilité de l'eau de

mer. A égalité de salinité, les eaux profondes occupant un volume moindre sont plus denses, et il faudrait des inégalités de salinité très grandes pour que les eaux profondes arrivent à être plus légères que les eaux de surface (Voir le tableau de la page 31).

Le physicien anglais Tait a signalé que la compressibilité de l'eau de mer, quoique très faible, a cependant des effets remarquables ; grâce à elle, la mer occupe un volume moindre que celui qu'elle occuperait si l'eau de mer était absolument incompressible, et le niveau général est abaissé de 35 mètres.

### LES GAZ DISSOUS DANS L'EAU DE MER.

L'eau de mer, en contact avec l'atmosphère sur une surface considérable, contient naturellement les mêmes gaz qu'elle, mais en proportions variables : azote, oxygène, acide carbonique. Un litre d'eau de mer contient environ de 15 à 30 centimètres cubes de gaz, dont 10 à 15 centimètres cubes d'azote. Dans l'air, la proportion de l'oxygène à l'azote est d'un quart environ, tandis que, dans l'eau, cette proportion est de moitié.

L'oxygène et l'acide carbonique varient en raison de l'importance de la respiration des animaux et des plantes. Les algues marines, comme les autres plantes, décomposent l'acide carbonique et dégagent de l'oxygène, tandis que les animaux absorbent de l'oxygène et dégagent de l'acide carbonique. Suivant l'abondance des algues ou des animaux, la teneur en acide carbonique et en oxygène variera considérablement. La teneur en acide carbonique paraît dépendre de la salinité : les eaux plus salées absorbent plus d'acide carbonique ; une augmentation de température agit, au contraire, en sens inverse.

La proportion des différents gaz varie avec la profondeur, mais la quantité d'azote reste à peu près constante.

L'acide sulfhydrique se rencontre dans des conditions spéciales, par exemple dans la mer Noire, où la vase du fond en dégage beaucoup. Dans la mer Noire, la quantité d'acide

sulfhydrique qui, comme on le sait, est un poison violent, est telle qu'il n'existe aucun animal à partir de 200 mètres de profondeur.

Contrairement à ce qu'on avait pensé tout d'abord, les gaz, qui sont au fond de la mer, ne sont pas à la pression de l'eau, mais à la pression atmosphérique. Suivant une ingénieuse comparaison, la mer, pour les gaz, est comparable à une masse poreuse, remplie de petits canaux, dans lesquels les gaz circulent librement. Ceux qui sont au bas de la masse ne subissent pas les pressions subies par la masse elle-même.

La diffusion des gaz dans l'eau est extrêmement lente. Des expériences de laboratoire permettent de croire qu'il faut environ 1 000 ans pour qu'une molécule de gaz parvienne de la surface à 1 000 mètres de profondeur. La diffusion des gaz en profondeur est activée probablement par la chute constante de coquilles ou de squelettes d'animaux, qui entraînent avec eux une petite quantité de gaz. La circulation verticale joue sans doute aussi un rôle important. Cette diffusion est d'ailleurs obligatoire. Lorsqu'elle ne se produit pas, — et il semble que l'absence de courants verticaux en soit la principale cause, — la vie animale est impossible. C'est le cas des parties profondes de certains fiords de Norvège et de la mer Baltique. L'étude des gaz dissous dans l'eau de mer a donc, au point de vue biologique, une importance de premier ordre.

## *CHAPITRE V*

# LA TEMPÉRATURE DE L'EAU DE MER

### TEMPÉRATURE DE L'EAU DE MER DE SURFACE.

De tous les éléments océanographiques, la température de l'eau de mer est peut-être le plus important, au point de vue pratique. L'expérience, en effet, a montré que les animaux marins sont extrêmement sensibles à la température de l'eau de mer, et que des variations de quelques degrés suffisent pour constituer d'infranchissables barrières, « des murs de glace ou de feu », comme disait Maury dans son pittoresque langage. D'autre part, la mer a une influence considérable sur l'atmosphère, elle agit pour réchauffer ou refroidir les couches d'air qui reposent sur elle, et, si l'on songe que la mer recouvre plus des trois quarts de la surface du globe, on comprend que la température de la mer constitue un des plus importants facteurs climatériques.

La température de l'eau de mer de surface dépend de plusieurs causes : empruntant sa chaleur au soleil, comme la température de l'air, elle sera plus chaude dans les régions équatoriales que dans les régions polaires. Dans ces dernières, elle ne pourra pas descendre au-dessous du point de congélation, qui varie avec la composition saline, mais qui est d'environ — 2°. Nous n'avons pas observé dans l'Antarctique de température inférieure à — 1°,9, même pendant l'hiver, et les températures inférieures à — 2° et même à — 3°, qui ont été signalées dans quelques régions polaires, paraissent très douteuses.

Dans les régions équatoriales, la température dépasse 25° et atteint en certains endroits, en plein océan, 27° et 28°. Ces températures sont dépassées dans les mers fermées et au voisinage des côtes. C'est ainsi qu'on a observé 32° dans le golfe du Mexique, 34° dans la mer Rouge, 35° dans le golfe Persique.

La distribution théorique par zones de latitude est troublée parfois d'une façon très importante par les courants marins, dont nous parlerons dans un chapitre prochain. Ces courants peuvent transporter sous des latitudes élevées les eaux chaudes équatoriales et ramener vers l'équateur les eaux froides du pôle. Les isothermes de l'eau de mer s'incurvent alors et présentent des sinuosités importantes (carte de la fig. 42).

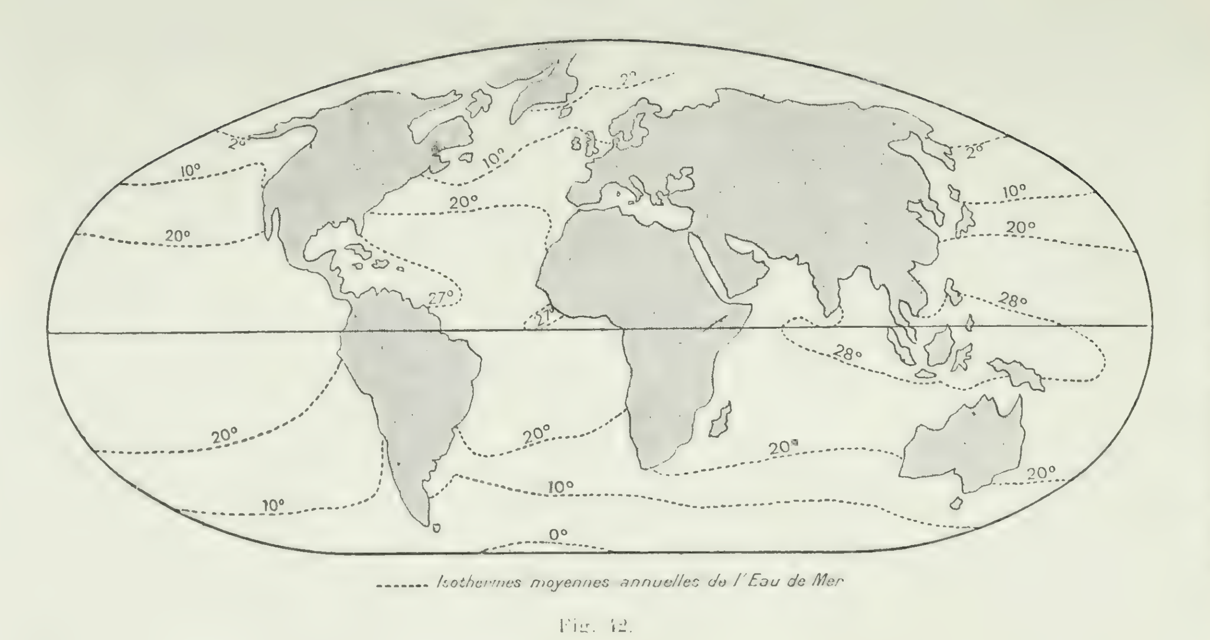
Comme la température de l'air, la température de l'eau de mer a une *variation saisonnière*, mais son amplitude est beaucoup plus faible. Elle atteint à peine 1° dans les régions équatoriales. Elle n'est pas beaucoup plus forte dans les régions polaires. Dans l'Antarctique, nous avons observé une variation annuelle de 1°,8 entre les moyennes des différents mois et une variation absolue de 3° (maximum 1°,1, minimum — 1°,9).

Dans les régions tempérées, au large, la variation annuelle moyenne est en général comprise entre 5° et 10°. Les régions côtières et les mers intérieures ont des variations saisonnières plus importantes, qui peuvent atteindre et même dépasser 20°. C'est le cas pour la mer Noire, par exemple, où la variation annuelle de la température de la mer atteint, en certains endroits, 24°. A Vladivostok, la température de la mer varie, au cours de l'année, de — 1°,9 à + 22°.

Sur nos côtes de la Manche et de l'Océan, la variation annuelle moyenne est de 15° (+ 5° à + 20°); sur nos côtes de la Méditerranée, elle est de 13° (11° à 24°) (1).

La variation annuelle est toujours en retard sur la variation annuelle de la température de l'air : les maxima se produisent

(1) Il ne s'agit là que des températures prises un peu au large de la côte ; en certains points du rivage, par faibles profondeurs, la variation annuelle peut être plus importante.




------ *Isothermes moyennes annuelles de l'Eau de Mer*

Fig. 12.

en août-septembre dans notre hémisphère, les minima en mars.

La *variation diurne* de la température de l'eau de mer est extrêmement faible. Pendant toute notre traversée de l'Atlantique, de France vers l'Antarctique, la température de l'eau de mer était mesurée six fois par jour, et nous n'avons pas observé une variation diurne moyenne de 1°.

La faiblesse de la variation annuelle comme celle de la variation diurne s'expliquent par la valeur de la chaleur spécifique de l'eau. La chaleur spécifique d'un corps est la quantité de chaleur nécessaire pour élever d'un degré centigrade sa température. Cette caractéristique physique est évaluée en calories, quantité de chaleur nécessaire pour élever de 0° à 1° la température de 1 kilogramme d'eau distillée. Il faut environ $0^{cal},959$ pour opérer le même effet sur 1 kilogramme d'eau de mer. L'eau a la plus grande chaleur spécifique connue. De tous les corps, elle est la plus lente à s'échauffer et la plus lente à se refroidir. Elle constitue donc par excellence le régulateur des climats.

La faible variation diurne de la température de l'eau de mer a une importance particulière en météorologie. Sur terre, en effet, la température du sol est sujette à des variations considérables d'un endroit à l'autre et d'une heure à l'autre, variation qu'il n'est pas possible de connaître complètement. Alors que la variation diurne de la température de la mer n'atteint pas un degré, la variation diurne de la température du sol dépasse fréquemment 30°. Mais les variations de la température du sol sont si rapides qu'elles n'ont souvent qu'une influence momentanée et toute locale sur l'atmosphère. Tandis qu'en mer, une seule mesure de la température de la surface donne un renseignement généralement valable pour une grande étendue, pour plusieurs heures et même plusieurs jours successifs. Quand un changement de la température de la mer est observé, même s'il ne s'agit que d'une fraction de degré, ce changement représente une donnée importante, dont il faut tenir compte. Car ce changement agit sur d'énormes masses, et, pendant longtemps, et il finira, même s'il est minime, par avoir une influence décisive sur le temps.

VARIATION DE LA TEMPÉRATURE AVEC LA PROFONDEUR.

Considérons un bassin fermé, un lac par exemple, et supposons que, pour une raison quelconque, une masse d'eau située à la surface devienne plus froide que les eaux voisines. Cette masse d'eau, devenant en même temps plus dense, s'enfoncera, et elle s'enfoncera jusqu'à ce qu'elle soit en équilibre de température et de densité avec les masses d'eau situées à la même profondeur. En même temps des masses d'eau des profondeurs auront remplacé à la surface la masse primitive. Si un nouveau refroidissement a lieu, le même phénomène se reproduira et, à la longue, ces mouvements verticaux ou, comme on dit, ces *courants de convection*, auront pour effet d'accumuler vers le fond des masses d'eau froide, dont la température se rapprochera de plus en plus des températures les plus basses observées à la surface.

Ces simples considérations permettent d'expliquer, dans ses grandes lignes, la variation de la température de la mer avec la profondeur.

Les sondages thermométriques ont bien montré que la température diminue avec la profondeur dans les océans, sauf les exceptions dont il sera question plus loin.

Dans les mers polaires à peu près fermées, la température se rapproche au fond du point de congélation de l'eau de mer, qui est la plus basse température observée à la surface et qui correspond, pour l'eau de mer, comme nous l'avons dit, à la densité la plus grande. Dans l'océan Arctique, Nansen a trouvé des températures comprises entre — 0°,5 et — 1° à 3 000 mètres de profondeur. Dans des bassins polaires isolés, la température baisse jusqu'à — 1°,5. Dans le détroit de Bransfield (Antarctique), Nordenskjold a trouvé — 1°,65 par 1 450 mètres de fond.

Dans les océans des régions tempérées, on observe au fond des températures d'autant plus basses que la communication est plus libre avec les mers polaires. C'est ainsi que la température au voisinage du fond dans l'Atlantique sud (0° environ) est plus basse que dans l'Atlantique nord (+ 2° environ), parce que l'Atlantique sud communique

librement avec l'océan Antarctique, tandis que l'Atlantique nord est séparé de l'océan Arctique par le seuil, relativement peu profond, qui relie le Groenland et l'Islande à l'Europe. Il faut signaler que les eaux des fonds du Pacifique sud ont une température supérieure de 1° à 2° à celle de l'Atlantique. La communication avec l'océan Antarctique est pourtant

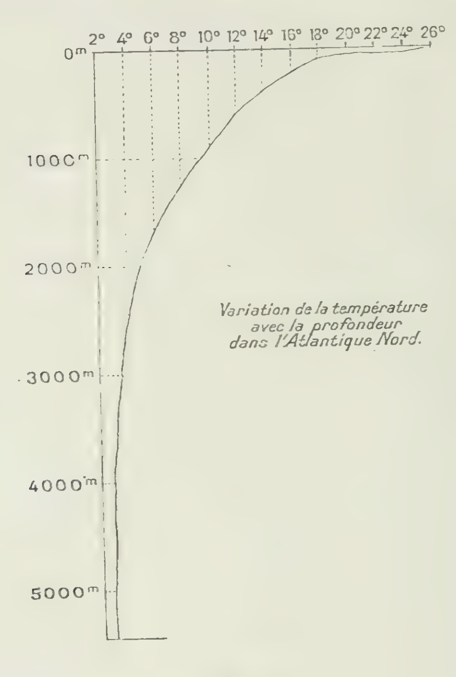



Fig. 13.

aussi libre, et on ne voit pas bien la raison de cette élévation relative de température. Peut-être que les courants de convection provenant des eaux froides de l'Antarctique n'ont pas encore réussi à abaisser jusqu'à 0° la température de la masse considérable des eaux profondes du Pacifique.

Si l'on trace la courbe de la température en fonction de la profondeur dans un sondage pris au milieu de l'Atlantique ou du Pacifique, on obtient une courbe analogue à celle de

la figure 43. La diminution de température est très rapide entre la surface et la profondeur de 200 mètres (1). Par exemple, en partant à la surface d'une température de 25°, la température à 200 mètres n'est plus que 15°. La diminution continue avec la profondeur, mais elle se ralentit peu à peu : à 1 000 mètres, on n'observe plus que 10° et, par une diminution de plus en plus ralentie, on finit par avoir à partir de 4 000 mètres des températures à peu près constantes jusqu'au fond et voisines de 1° à 2°, qui sont les températures les plus fréquemment observées au fond des océans.

A mesure qu'on se rapproche des hautes latitudes, la courbure de la courbe diminue, car on part de températures de surface moins différentes des températures du fond (fig. 44, 45, 46, 47) (2). Dans les régions tempérées de l'Atlantique (Voir fig. 44), la température de l'eau de mer à profondeur égale est plus chaude que dans les régions équatoriales, ce qui contribue aussi à diminuer la courbure de la courbe. Le sens de l'inflexion change, si l'on part de températures inférieures à 0°. La figure 48 en donne un exemple, pris parmi nos observations de l'Antarctique (latitude 68°S, longitude 70° W).

Dans les régions polaires du Nord, la courbe thermique présente une allure particulière (fig. 49). En partant d'une température de surface de — 1°,8, la température s'élève rapidement de 3° environ entre 100 et 300 mètres, où l'on observe une température supérieure à + 1° ; puis la température diminue, elle retombe au-dessous de 0° à partir de 1 000 mètres, et baisse progressivement jusqu'à — 0°,5 ou — 1°. Une couche d'eau chaude est donc comprise entre deux couches d'eau froide : une superficielle et une profonde. La courbe dessine ce qu'on appelle un *coin thermique*. Les températures supérieures à 0° de la couche intermédiaire ne

(1) La diminution de la température est, en certains endroits, beaucoup plus grande encore. C'est ainsi qu'au large du Rio de La Plata la température de la surface est de 20°, tandis qu'à 25 mètres on a des températures de 8°. La température moyenne de la masse totale des eaux des océans est donc très basse : elle est de 3° à 4° environ.

(2) Sur les figures 44 et 46, lire 5° au lieu de 0° sur l'échelle des températures.

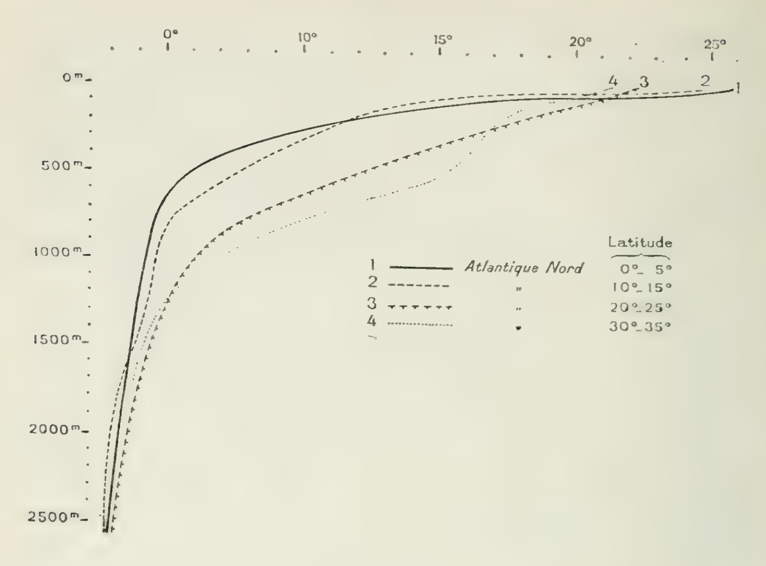

0°
10°
15°
20°
25°
0m
500m
1000m
1500m
2000m
2500m
4
3
2
1
Latitude
1 Atlantique Nord 0°-5°
2 " 10°-15°
3 " 20°-25°
4 " 30°-35°

Fig. 44

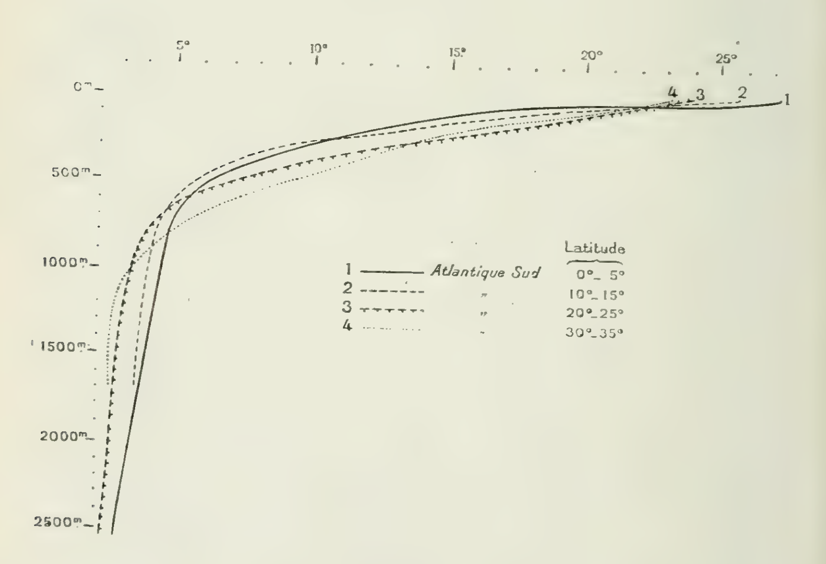
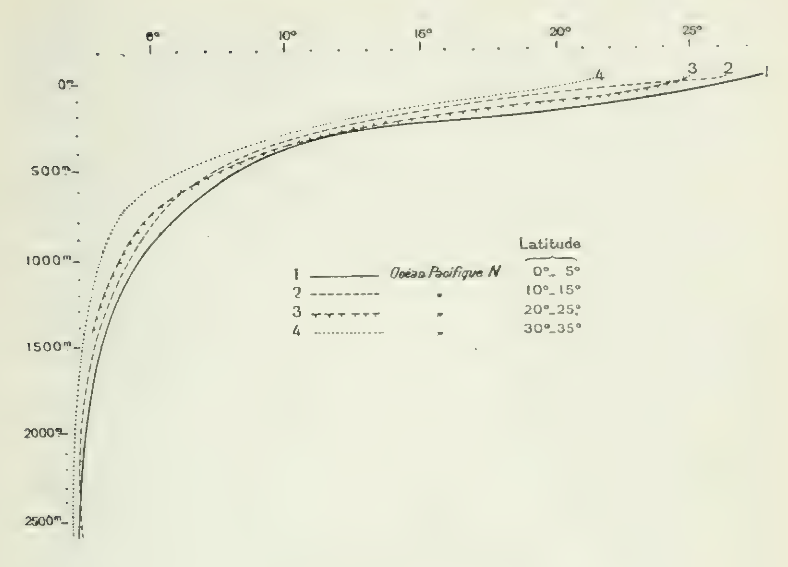
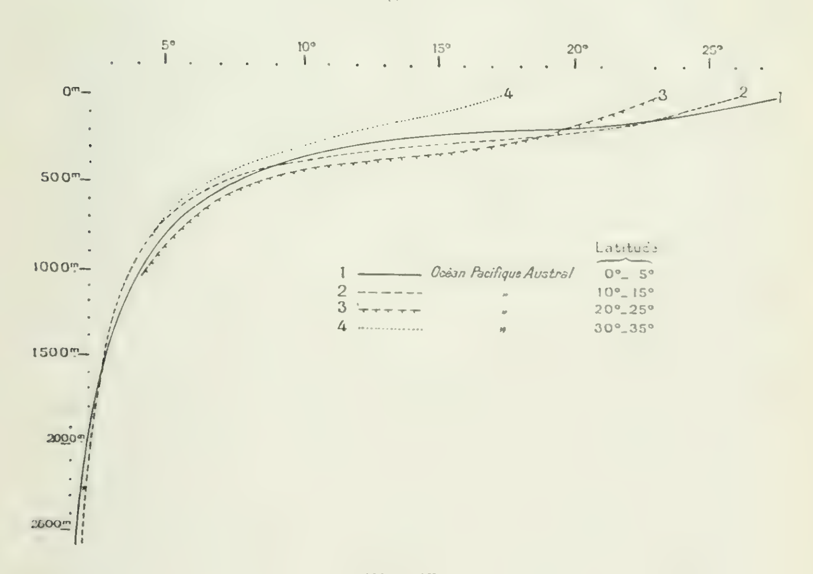

5°
10°
15°
20°
25°
0m
500m
1000m
1500m
2000m
2500m
4
3
2
1
Latitude
1 Atlantique Sud 0°-5°
2 " 10°-15°
3 " 20°-25°
4 " 30°-35°

Fig. 45.



0°
10°
15°
20°
25°
0m
500m
1000m
1500m
2000m
2500m
Latitude
1 Océan Pacifique N 0°_ 5°
2 " 10°_15°
3 " 20°_25°
4 " 30°_35°


Fig. 46.



5°
10°
15°
20°
25°
0m
500m
1000m
1500m
2000m
2500m
Latitude
1 Océan Pacifique Austral 0°_ 5°
2 " 10°_15°
3 " 20°_25°
4 " 30°_35°


Fig. 47.

peuvent être dues qu'à un apport d'eaux chaudes provenant du sud, eaux chaudes plus salées et plus lourdes que les eaux superficielles.

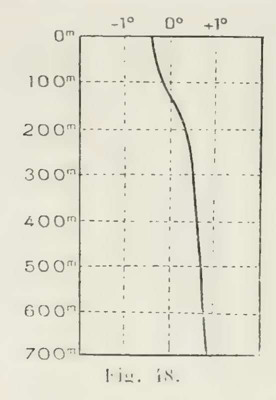


Fig. 48.

Dans l'océan Antarctique, le coin thermique présente un caractère un peu différent (fig. 50, latitude 69° 30′ S, longitude 103° W). La couche superficielle jusqu'à 100 mètres est froide. La température augmente ensuite, atteint 0° et même 1° à 200 mètres, et elle reste à peu près stationnaire, ou elle baisse légèrement jusqu'au fond, mais sans tomber au-dessous de 0°. Là aussi, nous avons affaire en profondeur à un apport important d'eaux chaudes

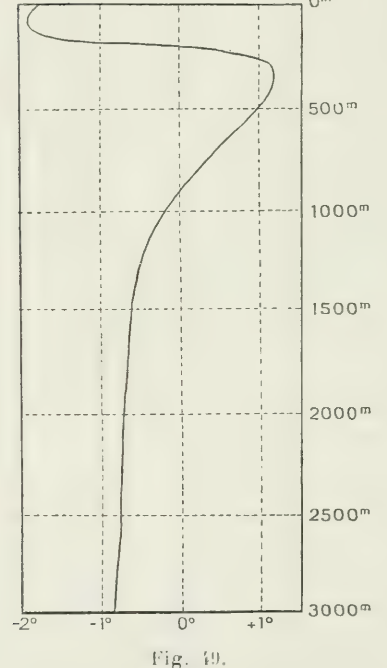


Fig. 49.

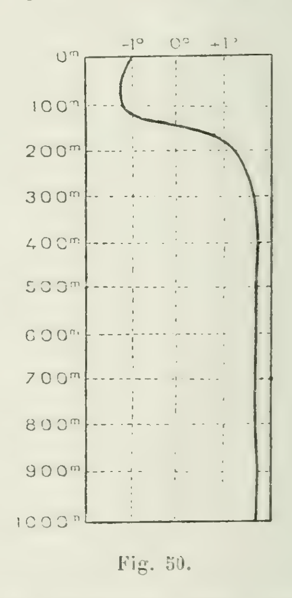


Fig. 50.

et relativement salées provenant des régions tempérées. Ces

eaux chaudes doivent agir d'une façon très efficace pour faire fondre les parties profondes des icebergs.

Au nord du cercle antarctique, la courbe présente un coin thermique, mais inverse de celui de l'océan Arctique :

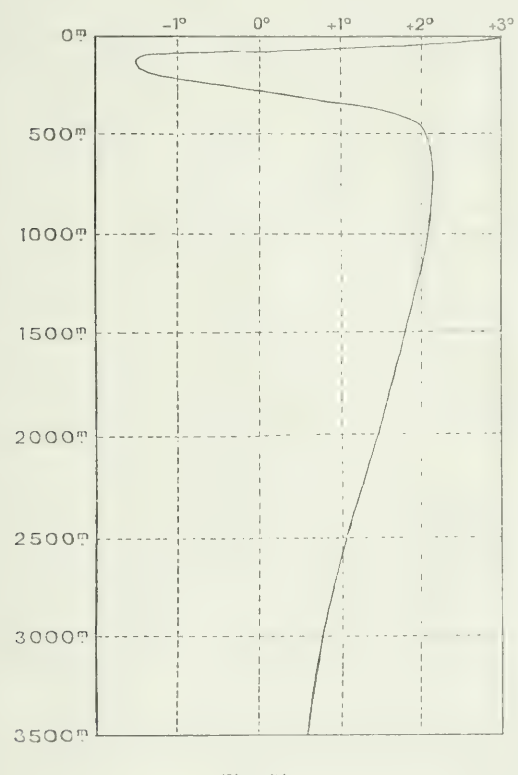



Fig. 51.

une couche d'eau froide vers 100 mètres est intercalée entre deux couches d'eau plus chaude (fig. 51 : latitude 61° S, longitude 63° W). L'anomalie est due simplement à l'échauffement des eaux superficielles. A partir de 100 mètres, la courbe ressemble à celles qui sont observées plus au sud et dont un exemple a été donné dans la figure 50.

Enfin, il faut signaler que, par grands fonds, on observe une

légère élévation de la température (quelques dixièmes de degré) au voisinage du fond. On a attribué cette élévation de température à l'influence du noyau central igné de la terre, qui, dans les parties les plus profondes des océans, ferait ainsi sentir son action (1).

***Température en profondeur dans les mers fermées.*** — Une exception apparente aux lois générales que nous venons d'indiquer se manifeste dans les mers ou les bassins presque fermés. L'exemple de la Méditerranée est le plus typique. En Méditerranée, la température diminue régulièrement de la surface jusqu'à la profondeur de 350 mètres environ, où l'on trouve une température voisine de 13°. Après quoi, jusqu'aux profondeurs de 4 000 mètres, la température ne varie plus sensiblement et reste voisine de 13°. A la profondeur de 350 mètres, qui est la profondeur du détroit de Gibraltar, les eaux de la Méditerranée sont en équilibre de température avec les eaux de l'Atlantique, avec lesquelles elles communiquent. Les eaux plus profondes et plus froides de l'Atlantique ne peuvent pénétrer en Méditerranée, et, comme la température de la Méditerranée elle-même à la surface est rarement inférieure à 13°, il n'y a pas de raison pour que les eaux profondes aient une température inférieure. La figure 52, où la courbe de droite représente la variation de la température avec la profondeur dans la Méditerranée et la courbe de gauche la variation correspondante dans l'océan Atlantique, met bien en relief ces différences.

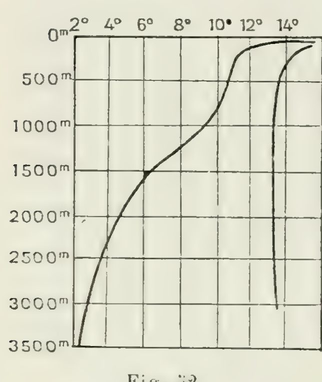


Fig. 52.

La loi est générale : dans une mer presque fermée et séparée d'un océan voisin par un seuil, si la température

(1) Peut-être faut-il y voir la raison des températures des fonds relativement plus hautes dans le Pacifique que dans l'Atlantique.

de l'océan à la hauteur du seuil est égale ou inférieure à la température minima observée à la surface du bassin, la température dans le bassin restera constante à partir de la profondeur du seuil jusqu'au fond (1).

Mais, si la température de l'océan au niveau du seuil est supérieure à la température minima observée à la surface du bassin, la température dans le bassin baissera normalement jusqu'au fond, où elle se rapprochera de la température minima observée à la surface. C'est ainsi que la température abyssale de la mer Rouge est de 21°, tandis que celle de la mer du Japon est voisine de 0°.

Pour citer un exemple simple, j'indiquerai les observations que j'ai faites dans le bassin intérieur de l'île Déception dans l'Antarctique. Le bassin intérieur de l'île Déception est séparé de l'océan Antarctique par un seuil d'une vingtaine de mètres. La température de l'eau à cette profondeur est de 0° environ en été. Au mois de décembre, plusieurs sondages faits au milieu du bassin nous ont donné les températures suivantes :

| | |
|---|---|
| Surface | +0°,4 |
| 50 mètres | —0°,3 |
| 100 — | —1°,0 |
| 150 — | —1°,3 |

La température baisse donc normalement jusqu'à une température voisine du point de congélation de l'eau de mer, qui doit être la température minima observée à la surface en hiver. La présence du seuil n'a aucune influence.

***Influence de la salinité.*** — La salinité peut troubler la variation de la température avec la profondeur. La mer

(1) Il faut d'ailleurs remarquer que, dans le cas de la Méditerranée, les courants inférieurs, dans le détroit de Gibraltar, comme nous le verrons, vont de la Méditerranée vers l'océan Atlantique. Ce n'est donc pas l'océan Atlantique qui détermine, à la profondeur du seuil, la température de la Méditerranée, mais plutôt la Méditerranée qui détermine la température de l'Atlantique. On a beaucoup exagéré, à mon avis, l'influence du seuil. Si la profondeur du détroit de Gibraltar était de 50 mètres au lieu de 350 mètres, je crois que la température de la Méditerranée serait analogue à ce qu'elle est actuellement. On peut en dire autant de la mer Rouge.

Noire en fournit un exemple. Le minimum de température de surface de l'eau de mer étant assez bas en mer Noire, on doit s'attendre à des températures profondes plus basses qu'en Méditerranée : en effet, à 45 mètres, on observe en mer Noire une température de + 6°. Mais, au delà de 45 mètres, la température augmente jusqu'au fond, où elle est de 9°. Cette augmentation de température est due à l'afflux en profondeur des eaux méditerranéennes à travers le Bosphore, eaux beaucoup plus salées et qui, malgré leur température plus élevée, sont plus lourdes et vont au fond, où elles font monter la température. Les eaux superficielles n'ont en effet qu'une salinité de 18, tandis que les eaux profondes ont une salinité de 22. Ainsi les courants de convection ne peuvent s'établir que dans une couche superficielle assez mince, et la partie profonde de la mer est dans un état de stagnation qui permet d'expliquer l'abondance de l'acide sulfhydrique, cause du dépeuplement de la mer Noire (1).

## VARIATION DIURNE ET ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE EN PROFONDEUR.

Les variations diurne et annuelle de la température en profondeur sont très faibles. La variation diurne ne dépasse pas une vingtaine de mètres. Les expériences du D^r^ Regnard avec un thermomètre enregistreur ont montré qu'au Havre une variation diurne de 35° ne produisait aucun effet à 40 mètres de profondeur.

La variation annuelle se manifeste jusqu'à 300 à 400 mètres en Méditerranée. Dans l'Atlantique, on n'a observé aucune variation à partir de 200 mètres. Dans les régions tempérées, où la variation annuelle de la température à la surface atteint une dizaine de degrés, il en résulte, en été, une diminution

(1) Un phénomène analogue s'observe dans la mer d'Okhotsk, où les eaux superficielles sont relativement douces, tandis que les eaux qui pénètrent en profondeur par les détroits des Kouriles ou le détroit de La Pérouse sont plus chaudes et plus salées.

très rapide de la température dans les 200 premiers mètres de profondeur.

Dans l'Antarctique, nous avons observé une variation annuelle très nette, au moins jusqu'à 150 mètres de profondeur. En hiver, à 150 mètres, la température était de — 0°.7, tandis qu'en été, à la même profondeur, elle était de 0°,4. L'amplitude annuelle est donc de 1°.1. A la surface, au même endroit, l'amplitude de la variation annuelle absolue atteignait 3°. Il est curieux de constater qu'une aussi faible variation superficielle a un effet au moins jusqu'à 150 mètres de profondeur.

## CHAPITRE VI

# LA COULEUR ET LA TRANSPARENCE DE LA MER

### LA COULEUR DE LA MER.

La couleur de la mer a frappé de tout temps les hommes, mais ce n'est que tout récemment que l'on a songé à transformer cette impression artistique en notion scientifique.

La couleur de la mer est variable d'un moment à l'autre, suivant la couleur du ciel qu'elle reflète, — et c'est ce qui fait son charme, — mais les eaux d'une région ont certainement une couleur propre, qui ne varie pas et qui constitue un caractère de la région.

Bien que difficile à évaluer d'une façon précise, surtout s'il s'agit d'apprécier des nuances très voisines (Voir la première partie, chap. III), la couleur de la mer présente parfois des caractères si nettement tranchés qu'ils permettent de déceler l'approche des bancs ou des dangers pour la navigation. Le plus souvent, les gradations sont insensibles : on passe du bleu au vert, du vert au jaune, peu à peu ; toutefois les changements se produisent généralement toujours à la même place.

La couleur naturelle de l'eau de mer, comme celle de l'eau douce, est le bleu. L'eau de mer absorbe les rayons lumineux en proportions inégales, mais, pour une même épaisseur d'eau, les rayons bleus sont dix fois plus absorbés que les rayons rouges. C'est pourquoi l'eau transparente paraît bleue, un objet blanc, vu à travers l'eau, devient bleuâtre, et c'est aussi la raison de la belle couleur bleue de cer-

taines grottes des rivages : les rayons qui les éclairent ont traversé l'eau de mer à l'entrée de la grotte, et ces rayons sont des rayons bleus, les autres ayant été plus ou moins absorbés.

La couleur naturelle bleue est troublée par les particules en suspension. Ces particules sont soit des animaux marins infiniment petits et en nombre infiniment grand, qui constituent ce que l'on appelle le *plancton.* Ce sont aussi des particules solides arrachées aux continents et qui tombent lentement sur le fond. Les particules animales ou inorganiques ont presque toutes une couleur tirant sur le jaune ou le vert, et c'est à elle que la mer doit sa couleur verdâtre.

Au voisinage des côtes, auprès de l'embouchure des fleuves, ou sur les bancs de faible profondeur perpétuellement brassés par les vagues ou les courants (1), les particules inorganiques sont tellement abondantes que l'eau de mer prend des couleurs jaunâtres ou rougeâtres, suivant la nature des sédiments qu'elle charrie, couleurs si caractéristiques que des mers entières leur doivent leur nom (mer Jaune) (2).

Il arrive aussi que les particules végétales ou animales, transportées par la mer, s'accumulent en traînées qui ont un aspect blanchâtre, rougeâtre ou jaunâtre, et qui couvrent des étendues parfois considérables. Par exemple, la mer prend l'aspect d'une vaste plaine de neige éclairée d'un reflet crépusculaire (*mer de lait*), et les larges traînées rougeâtres, constituées par des milliards de petits copépodes, sont bien connues des pêcheurs, qui les appellent la *nourriture de baleine.*

Les eaux bleues ne contenant pas autant de particules en suspension (et par suite de plancton) que les eaux vertes,

(1) C'est le cas, par exemple, de nos côtes de la mer du Nord.

(2) Il ne faut pas attribuer trop d'importance à ces dénominations et chercher à leur donner, après coup, une base scientifique. La couleur des populations riveraines, la première impression toute fortuite des premiers navigateurs ont été souvent, autant et plus que la couleur de la mer, la raison de ces appellations. La mer Rouge n'est pas plus rouge que la mer Noire n'est noire, ou que la Terre de Feu n'est embrasée.

on a pu dire qu'elles constituaient à la surface des océans des sortes de déserts, car les animaux marins sont abon-

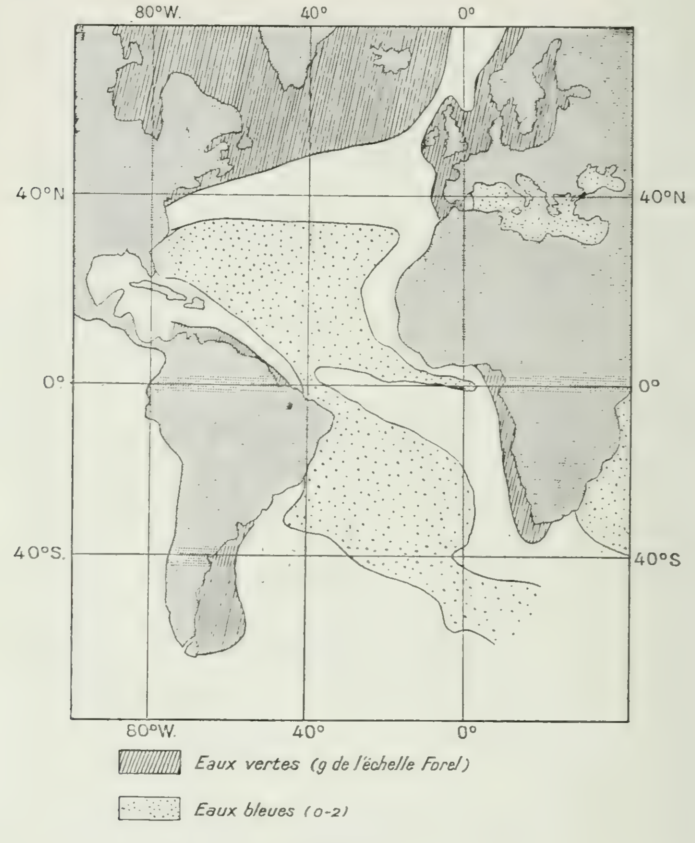



Fig. 53.

dants dans les régions où le plancton, qui constitue leur principale nourriture, est lui-même abondant (1).

(1) Que d'observations discordantes encore ! Pour n'en citer qu'une, très célèbre, sinon en océanographie, mais en littérature, je rappellerai la page admirable de Pierre Loti, intitulée : *Après une lecture de Michelet.*

« Cette eau chaude, aux pesanteurs d'huile, qui vous berçait comme

D'une façon générale, les eaux de la mer sont d'un beau bleu dans les régions équatoriales et tropicales (la mer la plus bleue est la mer des Sargasses) ; elles sont vert-bouteille dans les hautes latitudes, vert-olive dans l'océan Antarctique à cause de l'abondance des diatomées, et d'un vert jaunâtre au voisinage des côtes. La figure 53 donne la carte dressée pour l'océan Atlantique, d'après l'échelle de Forel, que nous avons indiquée dans la première partie (p. 37).

PHOSPHORESCENCE DE LA MER.

A la couleur de la mer peuvent se rattacher les phénomènes bien connus de la phosphorescence et de l'écume.

Pendant les nuits d'été dans nos régions, surtout quand le temps est orageux, on aperçoit très souvent des reflets lumineux à la surface de la mer, et, dès qu'un objet quelconque remue l'eau, il fait naître des myriades de particules lumineuses. La mer est alors *phosphorescente*. Le phénomène est général et s'observe dans toutes les mers du globe.

La phosphorescence de la mer est causée par des animalcules marins, qui jouissent de la propriété d'être lumineux. Certains d'entre eux doivent même leur nom à cette propriété : ce sont les *noctiluques*, qu'on a justement comparés à un grain de tapioca cuit (Joubin). La phosphorescence est donc un signe de plancton abondant.

L'ÉCUME.

L'eau douce pure agitée ne donne pas d'écume. Pour que l'écume se manifeste, il faut que l'eau contienne des matières organiques. Peut-être la présence de sels dissous est-elle favorable à la production d'écume. L'écume est non seulement produite par le brassage énergique de la mer sous

une plume légère, était d'un bleu si intense qu'on l'eût dite colorée par elle-même, teinte à l'indigo pur. Si l'on se penchait pour en prendre un peu dans le creux de la main, on voyait qu'elle était pleine de myriades de petites plantes ou de petites bêtes ; qu'elle était encombrée et comme épaissie de choses vivantes. »

forme de vagues, mais aussi par la rencontre d'eaux de nature différente, par exemple à l'embouchure des fleuves, au contact de l'eau douce et de l'eau salée. Depuis longtemps, les navigateurs ont signalé les lignes d'écume qui séparent parfois des zones de courant différent. La température et la densité varient en effet, souvent de façon importante de part et d'autre des lignes d'écume. A la rencontre des eaux froides des fiords de Norvège avec les eaux relativement chaudes et plus salées transportées par la dérive de l'Atlantique Nord, on observe aussi une lisière d'écume.

## LA TRANSPARENCE DE LA MER.

La transparence mesure en quelque sorte la quantité de particules et d'animalcules contenus dans la mer. Ce que nous avons dit jusqu'ici nous permet de déduire que les eaux bleues sont plus transparentes que les eaux vertes.

La transparence mesurée en mètres (Voir la première partie, p. 36) est reliée à la couleur de l'eau de mer par la relation suivante :

Eaux vertes (échelle 9-10 de Forel) : transparence moyenne 16 mètres.
Eaux bleu verdâtre (5-9) ; transparence 17 mètres.
Eaux bleu clair (2-5) : transparence 25 mètres.
Eaux bleues (0-2) : transparence 28 mètres.

Quant aux eaux limoneuses des régions côtières, il est évident que la transparence y est à peu près nulle.

Le disque blanc, qui sert à mesurer la transparence et dont nous avons parlé dans la première partie, se voit parfois à des profondeurs très grandes : ainsi, dans la mer des Sargasses, au milieu de l'Atlantique Nord, Krümmel l'a vu disparaître à $66^{m},50$. En Méditerranée, la transparence la plus grande observée a été de 33 mètres. La transparence est souvent très variable : dans les mers australes, en des points pas très éloignés les uns des autres, nous avons observé des transparences variant de 9 mètres à 40 mètres.

Si un disque blanc se voit jusqu'à 20 mètres, un disque

jaune ne se voit qu'à 17 mètres, un disque rouge à 15 mètres et un disque gris à 13 mètres.

Les scaphandriers ont signalé que l'intensité de la lumière décroît rapidement dès qu'on quitte la surface de la mer. Des expériences précises, faites à l'aide de plaques photographiques, ont montré que la lumière du jour ne pénètre pas à plus de 400 mètres de profondeur. Plus bas, la mer est dans une obscurité complète et ne peut être éclairée que par les appareils lumineux portés par les animaux qui y vivent (1).

(1) Des expériences récentes d'Helland-Hansen ont montré qu'une plaque photographique très sensible était encore impressionnée à 1 000 mètres de profondeur après une exposition de quatre-vingts minutes. A 1 700 mètres, une exposition de deux heures n'a donné aucun résultat.

L'étude de la transparence de la mer a eu tout récemment une application directe, et très intéressante, dans la recherche des hauts fonds par la photographie aérienne (Voir l'étude de M. Volmat, *Annales hydrographiques* de 1919-1920).

# *CHAPITRE VII*

## LA HOULE ET LES VAGUES

### DIFFÉRENCES ENTRE LA HOULE ET LES VAGUES.

L'expérience nous apprend bien vite à distinguer les *vagues*, sortes de rouleaux d'eau qui s'élèvent sous l'action des vents persistants, atteignent souvent une hauteur assez grande et ont leur surface tout hérissée de petites rides, et la *houle*, ondulation régulière à la surface de la mer, qui, sans elle, ne serait pas autrement troublée. Quoique la houle ne soit que le résultat des vagues, la distinction entre les deux phénomènes est nécessaire, car les lois qui les régissent ne sont pas tout à fait les mêmes.

### LOIS DE LA HOULE.

*Hypothèse trochoïdale* (1). — Les longues ondes cylindriques, à génératrices horizontales sensiblement rectilignes, qui constituent la houle, semblent se mouvoir perpendiculairement à leurs génératrices. Mais, si l'on regarde d'un peu plus près le phénomène, on constate que la translation du liquide n'est qu'apparente. En réalité, l'eau ne se transporte pas, ainsi qu'on peut facilement s'en rendre compte en examinant les objets qui flottent à sa surface.

Un examen plus détaillé montre que chacune des molécules de la surface décrit d'un mouvement uniforme un

(1) Nous avons défini dans la première partie les éléments qui caractérisent la houle, longueur, hauteur, période et vitesse de propagation (Voir p.38).

cercle vertical, orienté dans le sens de la propagation de la houle. Toutes les molécules de la surface décrivent des cercles égaux, à la même vitesse et dans le même sens, ce sens étant tel que la molécule a, au sommet de sa trajectoire circulaire, une vitesse parallèle à la propagation de la houle.

Considérons une file à molécues $A_1$, $A_2$, $A_3$,..., situées dans

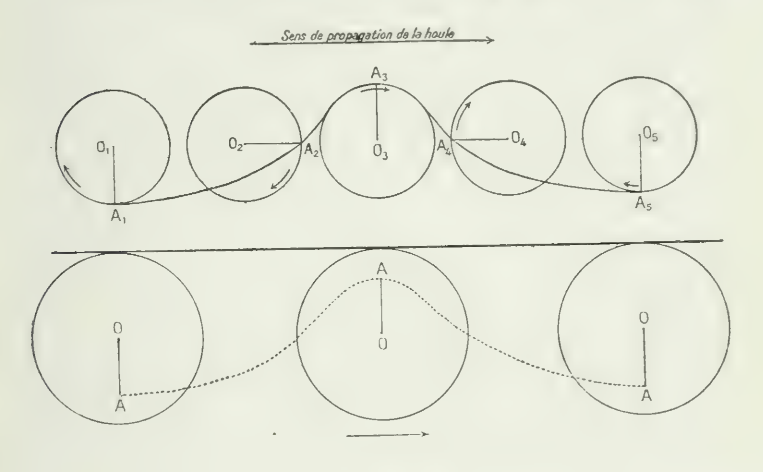



Fig. 54.

un même plan vertical parallèle à la vitesse de propagation de la houle (fig. 54).

A un instant donné, chaque molécule occupe sur son cercle une position différente $A_1$, $A_2$, $A_3$... et, comme elle reste à la surface de l'eau, elle sera donc à l'intersection de chacun des cercles avec la courbe de la surface.

L'expérience montre que cette courbe a sensiblement la forme de la courbe connue en analyse sous le nom de *trochoïde*, courbe décrite par un point situé à l'intérieur d'un cercle qui roule sur une droite.

Pour engendrer une trochoïde semblable à la trochoïde de la houle $A_1A_2A_3A_4A_5$, il faudrait faire rouler le cercle O sur une droite située au-dessus de lui. Le point A du cercle O, situé à une distance du centre OA égale au rayon $O_1A_1$ des

cercles décrits par les molécules de la mer, engendrerait la trochoïde.

Or, dans le cas de la houle, les molécules $A_1$ et $A_5$, qui, sur leur trajectoire orbitaire, occupent la même position, sont à une distance horizontale égale à L, longueur de la houle. Pour que le cercle générateur O engendre une trochoïde semblable, il faut que, lorsqu'il a parcouru sur la droite une longueur égale à L, il ait fait un tour complet. Son rayon R doit être, par suite, égal à $\frac{L}{2\pi}$.

Si T est la période de la houle précédemment définie, le cercle générateur met le temps T pour parcourir la longueur L, et les molécules de la mer décrivent leur petit cercle à une vitesse angulaire $\omega$, égale à $\frac{2\pi}{T}$, et à une vitesse orbitaire égale à $\frac{2\pi O_1A_1}{T}$. $O_1A_1$ est d'ailleurs égal à $\frac{H}{2}$, H étant la hauteur de la houle.

Le mouvement orbitaire des molécules sur les petits cercles qu'elles décrivent détermine des courants superficiels de même sens que la propagation de la houle sur les crêtes et de sens contraire dans les creux.

### VARIATION DE LA HOULE AVEC LA PROFONDEUR.

On peut considérer aussi comme un fait expérimental que les molécules situées au-dessous de la surface de l'eau décrivent, au passage de la houle, des mouvements orbitaires, avec la même vitesse angulaire que les molécules de la surface ; mais les cercles décrits par les molécules inférieures ont des rayons plus petits. En d'autres termes, les molécules, qui seraient à la même profondeur si la mer était tranquille, seront situées, au passage de la houle, sur des trochoïdes de hauteur plus faible que la trochoïde de surface, mais de même longueur. Ces trochoïdes sont semblables à celles qui seraient décrites par des points qui, à mesure qu'on s'enfonce plus profondément, se rapprocheraient de plus en plus

des cercles générateurs, ces cercles générateurs ayant d'ailleurs à toute profondeur le même rayon.

Pour les grandes profondeurs, le point A se confond avec le centre du cercle, et la trochoïde devient une droite : le mouvement de la houle n'existe plus à ces profondeurs-là.

La hauteur des trochoïdes profondes décroît en progression géométrique, quand la profondeur croît en progression arithmétique. La règle approchée suivante paraît rendre raison des faits observés.

Si l'on exprime la profondeur en fonction de la longueur de la houle, on trouve qu'aux profondeurs :

$$0 \quad \frac{L}{9} \quad \frac{2L}{9} \quad \frac{3L}{9} \quad \frac{4L}{9} \quad \ldots\ldots\ldots \quad L$$

correspondent les hauteurs :

$$H \quad \frac{H}{2} \quad \frac{H}{4} \quad \frac{H}{8} \quad \frac{H}{16} \quad \ldots\ldots\ldots \quad \frac{H}{512}.$$

Ainsi, pour une houle de 450 mètres de longueur et de 6 mètres de hauteur, la trochoïde sur laquelle se trouvera une particule située à une profondeur de 5 mètres $\left(\frac{L}{9}\right)$ aura une hauteur de 3 mètres ; à une profondeur de 10 mètres, elle aura une hauteur de $1^{m},50$, et, à 450 mètres de profondeur, elle aura une hauteur de 1 centimètre environ.

Théoriquement, le mouvement ne devient nul qu'à une profondeur infinie ; mais on voit qu'il est très faible dès que la profondeur dépasse quelques dizaines de mètres. Il faut, toutefois, signaler que le mouvement des vagues de l'Atlantique se fait sentir jusqu'à 1 150 mètres de profondeur, où les câbles télégraphiques finissent par être usés par la mer.

### RELATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS DE LA HOULE.

L'expérience et la théorie ont montré que les différents éléments de la houle sont reliés entre eux par les formules

fondamentales suivantes, quand la houle se propage dans une mer très profonde.

Entre la vitesse de propagation V, la longueur L et la période, on a la relation :

$$L = VT.$$

On a aussi les relations suivantes :

$$T = \sqrt{\frac{2\pi L}{g}} = 0,80\sqrt{L},$$

$g$ étant l'accélération de la pesanteur.

$$V = 2,15\sqrt{L}\ (1).$$

On peut facilement établir les lois précédentes de la façon suivante :

D'une manière générale, la poussée dans un liquide est la résultante des pressions que le liquide exerce sur la surface d'un corps immergé ou sur une portion quelconque du liquide lui-même. La poussée est normale à la surface du liquide.

Dans le cas du mouvement orbitaire de la houle, la poussée doit faire équilibre à la résultante MA du poids $mg$ de la molécule M et de la force d'inertie $m\omega^2 r$, $\omega$ étant la vitesse angulaire de rotation de la molécule sur le cercle de rayon $r$ qu'elle décrit (fig. 55). La poussée est donc dirigée suivant MC, et la droite MC doit être normale à la trochoïde de la houle.

Or cette normale rencontre la verticale OC passant par le centre du cercle O, en un point tel que OC est égal au rayon R du cercle générateur d'une trochoïde semblable.

En effet, le point de contact de la circonférence de ce cercle avec la droite sur laquelle il roule est centre instantané de rotation, et la

(1) Dans certains ouvrages sur la houle, on emploie les symboles 2L, 2T pour désigner la longueur et la période, ce qui modifie les coefficients numériques des formules.

droite CM est donc bien normale à la courbe décrite par le point M, c'est-à-dire à la trochoïde de la houle.

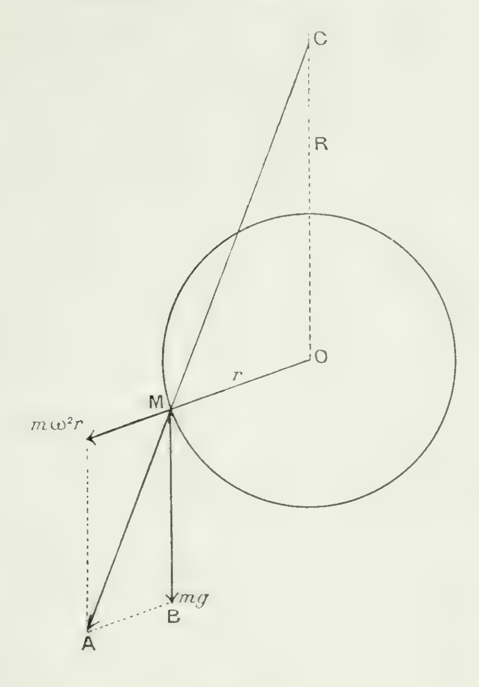



Fig. 55.

Les deux triangles COM et MBA, qui sont semblables, donnent la relation :

$$\frac{R}{mg} = \frac{r}{m\omega^2 r}, \qquad \text{d'où :} \qquad R = \frac{g}{\omega^2}.$$

Mais on a, d'après la propriété de la trochoïde :

$$2\pi R = L,$$
$$\omega T = 2\pi,$$
$$V = \frac{L}{T} = \frac{2\pi R}{\frac{2\pi}{\omega}} = R\omega = \frac{g}{\omega},$$
$$T = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{2\pi V}{g}.$$

Comme d'autre part $T = \frac{L}{V}$,

$$T^2 = \frac{2\pi L}{g}$$

et

$$T = \sqrt{\frac{2\pi L}{g}} = 0{,}80\sqrt{L}.$$

Cette formule donne V en fonction de L :

$$V = \frac{L}{T} = \frac{L}{0{,}80\sqrt{L}} = 1{,}25\sqrt{L}.$$

Le tableau suivant donne les différentes valeurs de T, L et V correspondantes :

| Période : T (secondes). | Longueur : L (mètres). | Vitesse de propagation : V (mètres par seconde). |
|---|---|---|
| 2 | 6 | 3,1 |
| 3 | 14 | 4.7 |
| 4 | 25 | 6 2 |
| 5 | 39 | 7. |
| 6 | 56 | 9.4 |
| 7 | 77 | 10.9 |
| 8 | 100 | 12,5 |
| 9 | 126 | 14,1 |
| 10 | 156 | 15,6 |
| 11 | 189 | 17.2 |
| 12 | 225 | 18.7 |
| 14 | 306 | 21,9 |
| 16 | 396 | 25,0 |
| 18 | 506 | 28.1 |
| 20 | 624 | 31.2 |
| 22 | 762 | 34,3 |
| 24 | 819 | 37.5 |

Il n'existe aucune relation fixe entre la hauteur et les autres éléments constitutifs de la houle de mer profonde. Toutefois, nous indiquerons plus loin que le rapport $\frac{H}{L}$ reste compris entre certaines limites, pour diverses valeurs de L.

M. de Sagazan a indiqué récemment une relation entre la période de la houle et la profondeur de la mer au point où elle se forme (1).

Considérons les composantes verticales du mouvement des molécules liquides superposées de la surface jusqu'au fond. Le mouvement alternatif ainsi isolé est un mouvement simultané de tous les points, mouvement qui présente tous les caractères d'un mouvement vibratoire longitudinal, où le vibrateur aurait un point fixe (le fond) et une extrémité libre (la surface). La période d'un tel mouvement vibratoire longitudinal (la même que celle de la houle) est égale, d'après les lois des mouvements vibratoires étudiées en mécanique, au quadruple du temps que la propagation du mouvement met à parcourir le vibrateur.

Mais la vitesse de cette propagation verticale est la vitesse de propagation des ondes dans le milieu en question : elle est égale à la vitesse de propagation du son dans la mer, soit environ 1 500 mètres à la seconde.

Entre la période T et la profondeur P en mètres, on aura donc la relation $T = \frac{4\,P}{1\,500}$.

Si l'on remplace T par cette valeur dans les formules établies plus haut, on aura :

$$L = \left(\frac{P}{300}\right)^2,$$

$$\frac{\phantom{P}}{240}.$$

Pour une profondeur de 1 000 mètres, T = 2 s. 7, L = 11 m., V = 4 m. 16.

Pour une profondeur de 4 000 mètres, T = 10 s. 7, L = 178 m., V = 16 m. 7.

Pour une profondeur de 6 000 mètres, T = 16 s., L = 400 m., V = 25 m.

Ces formules sont intéressantes, mais elles n'ont pas été encore, à ma connaissance, vérifiées par l'expérience.

### ONDULATIONS EN EAU PEU PROFONDE.

Lorsque la houle arrive par des profondeurs assez faibles, généralement sa période ne change pas, mais sa hau-

(1) *La Nature*, 20 novembre 1920.

teur, sa vitesse de propagation et sa longueur varient.

La hauteur augmente, car la transmission de la même quantité d'énergie à un volume de liquide moindre produit un accroissement de hauteur de la houle et surélève la crête. A la limite, celle-ci prend un état d'équilibre instable et se brise en retombant sous son propre poids.

La vitesse de propagation diminue à mesure que la profondeur P diminue. Elle varie proportionnellement à (1) $\sqrt{P}$.

La longueur diminue et varie proportionnellement à P.

La propagation des ondulations en eau peu profonde peut avoir une certaine influence sur la vitesse des navires. Lorsque le navire a justement une vitesse égale à la vitesse de propagation des ondes à la surface de l'eau, les vagues de sillage; dues à la vitesse, suivent le navire et augmentent, dans une certaine mesure, la résistance qu'il a à vaincre. Il peut en résulter, ainsi que cela a été constaté lors des essais de petits bâtiments très rapides, des réductions de vitesse assez importantes.

## VAGUES.

La houle, dont nous venons de résumer sommairement les lois, est l'ondulation régulière qui parcourt un océan tranquille et qui résulte généralement des vagues causées par le vent. Ce sont ces vagues qui sont observées le plus fréquemment en mer par les navigateurs. Comme la houle, elles ont une période, une longueur, une vitesse de propagation et une hauteur, mais le phénomène n'a pas la même régularité que la houle, et on ne peut pas lui appliquer des formules aussi simples.

Les vagues cheminent par groupes, et un groupe de vagues, ou, comme on dit quelquefois, une *suite* ou un *train de vagues*, présente des caractères assez nets pour le diffé-

(1) La vitesse de propagation est donnée approximativement par la formule $V = 5{,}9 \sqrt{P}$, V étant exprimé en nœuds et P en mètres. Pour une profondeur de 25 mètres, la vitesse de propagation est égale à 30 nœuds.

rencier d'un groupe suivant. Chaque groupe se compose de vagues de hauteur différente, les plus hautes étant au milieu du groupe. Entre deux groupes, on traverse une région où la mer est relativement moins agitée. Ce sont là des faits d'expérience bien connus des marins : les vagues, qui se succèdent pendant un mauvais temps, n'ont pas toutes la même hauteur, et les plus fortes paraissent revenir avec une certaine périodicité.

Si l'on examine d'un peu plus près les vagues qui composent le groupe, on constate qu'elles se propagent chacune plus vite que le groupe lui-même. Elles paraissent prendre naissance vers l'arrière du groupe, augmenter de hauteur à mesure qu'elles approchent du milieu du groupe, diminuer ensuite jusqu'à disparaître sur l'avant du groupe. De nouvelles vagues naissent sur l'arrière du groupe, aussi rapidement qu'il en disparaît à l'avant, et tout le groupe se propage en conservant sensiblement le même aspect.

On peut admettre que la vitesse de propagation du groupe est la moitié de la vitesse de propagation de chacune des vagues qui le constituent. C'est là un résultat très important. Car, si l'on mesure à bord d'un navire la vitesse de propagation des vagues, pour obtenir la vitesse de propagation du groupe, et savoir à quel moment la perturbation se fera sentir à une distance donnée, il faut prendre la moitié de la vitesse observée.

### DONNÉES EXPÉRIMENTALES SUR LA HOULE DE MER PROFONDE.

Les résultats les plus complets que l'on possède sur les dimensions et la vitesse de la houle sont ceux qui ont été recueillis par le lieutenant de vaisseau Armand Pâris, à bord du *Dupleix* et de *la Minerve*, en 1867-1870, dans des campagnes autour du monde.

D'après Pâris, la vitesse de propagation atteint généralement 11 mètres à $12^{m},5$ par seconde, c'est-à-dire 21 à 24 milles à l'heure. La vitesse maximum est de 19 mètres par seconde.

La longueur de la houle est, en moyenne, d'une centaine de mètres. Les houles de 200 mètres de longueur sont rares.

La période est de six à huit secondes en moyenne et atteint exceptionnellement quinze secondes.

Ces résultats ont été confirmés par plusieurs observateurs, en ce qui concerne les valeurs moyennes, mais les limites assignées par Pâris ont été dépassées.

Par exemple, Ross a observé, au voisinage du cap de Bonne-Espérance, une houle de sud-ouest, ayant une vitesse de propagation de 40 mètres par seconde avec une longueur de 580 mètres. La période était donc de 14 s. 5.

L'amiral Mottez a mesuré dans l'Atlantique, un peu au nord de l'équateur, par 30° de longitude ouest, une houle de vingt-trois secondes de période et de 824 mètres de longueur. C'est le record qui a été signalé jusqu'à ce jour.

*La hauteur de la houle.* — La rapport $\frac{H}{L}$ de la hauteur H à la longueur L, rapport qu'on appelle quelquefois *escarpement* de la houle, diminue à mesure que la longueur augmente. Pour les plus longues vagues, ce rapport varie de $\frac{1}{50}$ à $\frac{1}{30}$ ; pour les vagues de 100 mètres de longueur, il varie de $\frac{1}{25}$ à $\frac{1}{20}$, ce qui donne une hauteur d'environ 5 mètres ; pour les vagues de 30 à 60 mètres, il varie de $\frac{1}{10}$ à $\frac{1}{20}$ (soit une hauteur de 3 mètres environ). Pour les petites vagues, telles que celles qui arrivent le long des côtes, ce rapport peut atteindre $\frac{1}{5}$ ou $\frac{1}{6}$.

La hauteur des vagues a été l'objet de discussions parfois assez vives. On garde le souvenir du débat soulevé en 1837 entre Arago, qui adoptait comme limite la hauteur de 6 à 8 mètres, et Dumont d'Urville, qui prétendait avoir vu des vagues de 30 mètres dans le sud du cap de Bonne-Espérance.

Comme mesures présentant des garanties sérieuses, on cite celles de Missiessy, qui, en 1841, sur les bricks *le Sylphe* et *le Cerf* naviguant de conserve, a rencontré une mer énorme où les vagues atteignaient 13 à 14 mètres. Avec deux bâti-

ments se fournissant des points de repère l'un à l'autre, Wilkes, près de Madère, en 1839, et Cialdi, en 1858, dans les parages d'Ouessant, ont mesuré des hauteurs de $9^m,75$ et de $10^m,25$. En opérant sur un seul navire et en s'élevant dans les haubans pour viser l'horizon, Scoresby a mesuré des hauteurs de 13 mètres, et le lieutenant de vaisseau Pâris de $11^m,50$ dans l'océan Indien. Pendant toute la durée de son voyage autour du monde, le *Challenger* a trouvé 7 mètres comme hauteur maximum des vagues, entre l'île Crozet et Kerguelen. Dans les mers australes, nous avons mesuré, à bord du *Pourquoi-Pas?*, une hauteur de 11 mètres. On peut donc conclure que les vagues d'une hauteur supérieure à 10 mètres sont très rares, et la hauteur de 15 mètres peut être considérée comme une hauteur atteinte au large tout à fait exceptionnellement, à supposer même qu'elle le soit.

Dans les petites mers, les vagues sont bien moins hautes Dans la Méditerranée, Marsigli a observé une hauteur maximum de $4^m,50$ dans le golfe de Lion. Smyth a signalé. cependant une hauteur de 9 mètres dans le golfe de Gênes. De très rares observations ont donné une hauteur de 4 mètres dans la mer du Nord et de 3 mètres dans la Baltique.

La hauteur de la houle dépend de la force du vent qui l'a causée, mais la loi de variation de la hauteur en fonction de la vitesse du vent est mal connue.

L'amiral Coupvent des Bois a dressé le tableau suivant des hauteurs de vagues H, correspondant à différentes vitesses du vent W, d'après ses observations :

| Vitesse du vent W (mètres par seconde). | Hauteur H (mètres). |
|---|---|
| 3 | 1,4 |
| 5 | 2,0 |
| 8 | 2,7 |
| 13 | 3,8 |
| 21 | 5,2 |
| 33 | 7,0 |
| 50 | 9,3 |
| 73 | 12,0 |

La vitesse du vent étant rarement supérieure à 20 mètres

par seconde, les vagues de hauteur supérieure à 5 mètres sont donc rares.

Récemment M. Zimmermann a proposé la formule suivante : H = 0,44 W, qui donne des nombres très supérieurs à ceux de l'amiral Coupvent des Bois, dès que les vitesses du vent sont un peu fortes.

### VAGUES EN EAU PEU PROFONDE.

En eau peu profonde, la vague, qui brise contre le rivage, peut avoir une hauteur considérable : des phénomènes d'interférence se produisent, la vague qui arrive rencontre la vague réfléchie contre l'obstacle, et il se produit des jaillissements d'eau, pouvant atteindre une trentaine de mètres de hauteur. L'effet du vent s'ajoute d'ailleurs à celui de la vague elle-même, pour projeter avec force les masses d'eau contre les obstacles. Ce brisement de la vague en gerbes d'écume sur les falaises du rivage est un phénomène très fréquent et bien connu.

*Ressac.* — Lorsque la vague brise sur un rivage incliné, il se produit un phénomène particulier, appelé *ressac.*

Les ondes ne conservent plus leur profil trochoïdal, ainsi

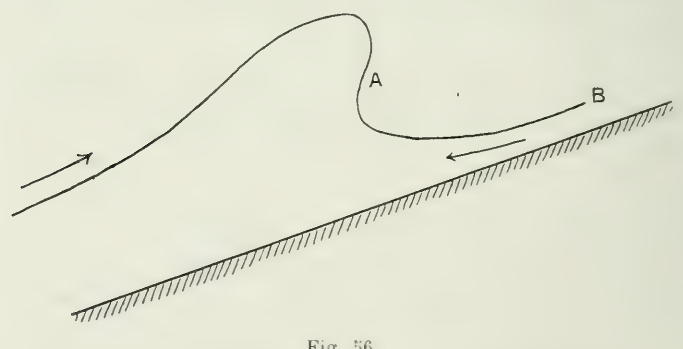



Fig. 56.

que nous l'avons indiqué. Le ralentissement de la partie inférieure tend à rendre plus abrupte le versant antérieur A, qui finit par s'écrouler (fig. 56). Cet effet est d'ailleurs encore

augmenté par un courant de retour, qui se produit en B, en sens inverse du mouvement, et qui est dû à l'écoulement naturel suivant la pente de l'eau transportée par la vague précédente. Nous verrons que, dans une certaine mesure, le ressac est assimilable à un phénomène beaucoup plus grandiose, le mascaret (Voir p. 156).

De quelque côté que vienne le vent, les vagues arrivent toujours dans une direction à peu près perpendiculaire à la plage sur laquelle elles déferlent. Les parties de la vague qui arrivent les premières à la plage sont en effet plus retardées, puisque la vitesse de propagation est proportionnelle à la racine carrée de la profondeur, et peu à peu les génératrices de la houle s'incurvent pour finir par être à peu près parallèles au rivage. Mais le déferlement n'est pas tout à fait simultané en tous les points du rivage, et il commence toujours du côté d'où vient la houle.

*Barre.* — En plus du brisement au rivage, il se produit parfois un brisement au large, souvent par fonds assez grands. Ce brisement constitue ce qu'on appelle la *barre* sur les côtes plates et sans abri de beaucoup de nos colonies (1). Tantôt il n'y a qu'un rouleau d'écume, tantôt il y en a deux ou trois, et ce dernier cas est le cas général. La barre présente une variation saisonnière et est plus forte au moment où la houle du large est plus forte, c'est-à-dire au moment où les coups de vent du large sont le plus fréquents.

C'est certainement le voisinage du fond qui est la cause de la barre. Les molécules d'eau inférieures sont plus retardées que les molécules de surface ; il se produit alors un déséquilibre dans la structure de la houle, et la houle brise.

Les profondeurs par lesquelles se produit la barre sont très variables : d'ordinaire, elles sont comprises entre 10 à 20 mètres, mais on a signalé des brisants par des profondeurs pouvant atteindre 50 et même 80 mètres.

On observe la barre sur la côte du Maroc, sur la Côte d'Or,

(1) Le mot *barre* s'applique aussi à un accident de la topographie littorale, qui n'a aucun rapport avec le phénomène que nous étudions : hauts-fonds qui barrent l'entrée d'une rivière. C'est dans ce dernier sens que nous employons le mot barre, page 156.

au Dahomey (où on l'appelle *kaléma*), sur la côte orientale des États-Unis, sur la côte de l'Inde, à Sumatra, aux Pomotou, sur la côte du Pérou. On l'observe parfois en France sur la côte des Landes.

Qu'il s'agisse du ressac ou de la barre, ces phénomènes prennent, sur certaines côtes exposées au large, des proportions très grandes, au point d'empêcher toute communication avec la terre. C'est ce qui se produit au Maroc, où les fortes houles sont un des principaux obstacles au commerce maritime le long des côtes.

Survenant inopinément, sans que rien dans les conditions météorologiques locales puisse prévenir de leur arrivée, les houles du Maroc aboutissent parfois à de véritables catastrophes en provoquant la perte de voiliers, de remorqueurs ou de nombreuses barcasses. Elles causent des dégâts considérables aux travaux des ports.

M. Gain a consacré, dans les *Annales hydrographiques* de 1918, une étude à ces phénomènes.

La houle produite sur la côte du Maroc est la conséquence, dans la plupart des cas, de dépressions barométriques passant sur l'océan entre les Açores et le sud-ouest de l'Islande, dépressions qui, dans l'état actuel des observations météorologiques, nous sont connues soit en approchant de l'Islande, soit en arrivant vers la France et le Portugal, soit même, dès leur formation au large, par les observations des navires transmises par télégraphie sans fil. La vitesse de propagation de la houle étant d'une vingtaine de nœuds en moyenne, les observations météorologiques peuvent permettre de prédire deux ou trois jours d'avance l'arrivée de fortes houles sur les côtes du Maroc. C'est ce que l'expérience a vérifié.

Dans le même ordre d'idées, sur nos côtes des Landes, la barre de l'Adour est plus ou moins importante suivant l'état du temps au large, et on a pu aussi prédire que la barre serait ou non praticable d'après des considérations météorologiques (1).

VAGUES DE FOND.

On appelle *vagues de fond* des vagues qui se propagent au sein des eaux, sans se manifester à la surface, si ce n'est

(1) *Notice météorologique sur les côtes de France et d'Algérie*, p. 22.

lorsqu'elles rencontrent un haut fond. Elles donnent lieu alors à de violentes poussées verticales et, au rivage, à un fort ressac. On attribue leur origine à des secousses de tremblement de terre au fond des eaux. Le phénomène peut prendre exceptionnellement une grande amplitude et causer d'importants dégâts sur les côtes. On le désigne alors sous le nom de *raz de marée*, expression impropre, car la marée n'est pour rien dans le phénomène, ou plutôt elle n'intervient que pour le rendre plus dangereux, lorsqu'il se produit au voisinage de la pleine mer (1).

On donne aussi le nom de *lames de fond* à des lames isolées qui se rencontrent en pleine mer et qui peuvent, elles aussi, avoir une origine sismique, ou bien être dues à des interférences d'autres vagues. Nous avons observé, au milieu de l'Atlantique, en 1904, sur *le Victor-Hugo*, une de ces vagues de fond, qui a balayé la passerelle, située à une quinzaine de mètres de hauteur, et a causé à bord des avaries assez importantes.

(1) Le phénomène, fréquent au Japon, y est appelé *tsunami*, et plusieurs sismologues ont adopté ce terme. Certains tsunamis ont causé la mort de plus de 30 000 personnes, et on a pu suivre leur propagation à travers des océans entiers.

## *CHAPITRE VIII*

# NOTIONS SUR LES MARÉES

PHÉNOMÈNES GÉNÉRAUX DE LA MARÉE.

Les mouvements du niveau de la mer se manifestent de la façon suivante :

La mer monte pendant un certain temps, — on dit alors qu'il y a *flux*, ou *flot*, ou *montant* (1), — et atteint ainsi un niveau maximum, qui est celui de la *pleine* ou *haute mer* ; puis elle baisse, — on dit alors qu'il y a *reflux*, ou *jusant* ou *perdant*, — jusqu'à atteindre un niveau minimum, qui est celui de la *basse mer* ; après quoi elle remonte de nouveau pour atteindre une nouvelle pleine mer, et le phénomène se reproduit ainsi périodiquement, le niveau de la mer oscillant autour d'une position moyenne, à peu près constante pour un même lieu, et que l'on appelle le *niveau moyen*.

Pour déterminer ce niveau moyen dans un port donné, il suffit de prendre la moyenne des hauteurs d'un même nombre de pleines mers et de basses mers, observées pendant un long intervalle.

On appelle *amplitude* d'une marée la différence entre la hauteur d'une pleine mer et la hauteur de la basse mer qui la suit immédiatement.

(1) Les termes *flot* et *jusant* devraient être réservés pour désigner uniquement les courants de marée, qui peuvent ne pas coïncider absolument avec les mouvements de la marée elle-même. Il peut y avoir, par exemple, courant de flot, alors que la marée a déjà commencé à baisser (Voir plus loin, p. 157.)

RELATIONS ENTRE LA MARÉE ET LES POSITIONS DE LA LUNE ET DU SOLEIL.

Sans qu'il soit nécessaire de faire la théorie du phénomène (théorie dont nous indiquerons le principe élémentaire au chapitre suivant), on ne peut manquer d'être frappé par les coïncidences remarquables qui existent entre la marée et la position de la lune et du soleil.

1° La première de ces coïncidences est relative à l'amplitude.

Les amplitudes des marées vont en augmentant progressivement, depuis un jour ou deux après les quadratures (premier et dernier quartier de la lune) jusqu'à un jour ou deux après les syzygies (pleine lune et nouvelle lune). Les marées, qui ont lieu aux quadratures, et qui sont les plus faibles, sont dites de *morte-eau*, et celles qui ont lieu aux syzygies, et qui sont les plus fortes, sont dites de *vive-eau*. De la vive-eau à la morte-eau, l'on est en *déchet*, et de la morte-eau à la vive-eau, en *revif*.

L'intervalle, qui sépare des syzygies les marées les plus fortes, est variable d'un endroit à l'autre. Sur les côtes d'Europe, il est d'un jour et demi à deux jours (trente-six heures à Brest) ; sur les côtes atlantiques des États-Unis, il est d'un jour; sur les côtes américaines du Pacifique, il est presque nul. En certains points du globe, il peut dépasser quatre jours (1).

On appelle ce retard *âge de la marée*, car on peut supposer que la marée observée existe depuis un certain temps, dont l'âge de la marée représente la valeur. Si la marée la plus forte se produisait juste à l'instant de la syzygie, l'âge de la marée serait nul.

Tous les vingt-neuf jours, durée approchée du mois lunaire, les amplitudes des marées reprennent une succession à peu près identique.

(1) Il est égal à quatre jours et huit heures à Port-Circoncision, dans l'Antarctique (latitude 65°10′ S ; longitude 66° W) d'après les observations de M. Godfroy.

Nous pouvons préciser cette notion d'âge de la marée, qui est importante.

La marée étant due à la présence de la lune et du soleil, on peut admettre que chacun de ces astres, s'il était seul, donnerait naissance à une marée particulière ; la superposition de ces deux marées donne la marée totale. Chaque marée particulière suit le mouvement des astres avec un certain retard, qui dépend des conditions locales et qui n'est pas le même pour les deux marées.

Représentons, par rapport à la terre supposée immobile, la lune

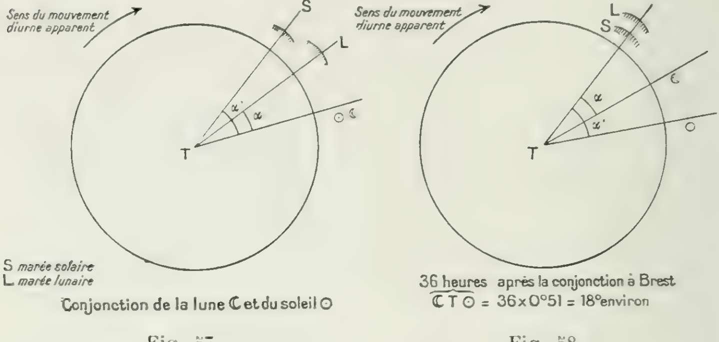



Fig. 57. Fig. 58.

et le soleil en conjonction (1) (fig. 57). La marée lunaire L est en retard de l'angle $\alpha$ sur la lune. L'angle $\widehat{☾TL} = \alpha$

De même la marée lunaire, figurée en S, est en retard sur le soleil de l'angle $\widehat{☉TS} = \alpha'$.

Comme les retards $\alpha$ et $\alpha'$ sont différents, les deux marées ne concordent pas et sont séparées par l'angle $\widehat{STL} = \alpha' - \alpha$.

Mais la lune a un mouvement par rapport au soleil : elle recule sur le soleil d'environ 0°,51 par heure. Au bout d'un certain temps, elle se sera donc déplacée, relativement au soleil, de l'angle $\widehat{STL}$. A ce moment (fig. 58), les deux marées coïncideront, et la marée totale sera maximum.

L'*âge de la marée* est le temps que met la lune pour se déplacer relativement au soleil de l'angle $\widehat{STL}$, c'est-à-dire est égal en heures à $\frac{\alpha' - \alpha}{0,51}$.

(1) J'emprunte cette figure, ainsi que celle de la page 159, au *Cours de marées de l'École navale* de M. Marguet.

L'angle $\widehat{STL}$ (ou $\alpha' - \alpha$) est égal à la différence des ascensions droites de la lune et du soleil, à l'instant de la marée de vive-eau qui suit une conjonction. Il est facile de trouver cette différence d'ascension droite dans une *Connaissance des temps.*

2° Les heures de la pleine mer du matin ou du soir de deux jours consécutifs ne sont pas tout à fait les mêmes : d'un jour à l'autre, la pleine mer retarde, et ce retard est d'environ 50 minutes. La durée d'un jour lunaire étant de 24 h.50 m., il y a là encore une coïncidence remarquable.

Comme il y a généralement deux pleines mers et deux basses mers par jour, si la basse mer se produisait exactement entre les deux pleines mers consécutives, il faudrait ajouter environ 6 h. 12 m. (le quart de 24 h. 50 m.) à l'heure de la pleine mer pour avoir l'heure de la basse mer. Mais, généralement, la mer ne met pas le même temps à monter qu'à descendre.

Pour ne citer que les anomalies qui se produisent sur les côtes de France, sur les côtes de l'océan Atlantique, le perdant est plus court que le montant : à Cordouan, le perdant dure 5 h. 50 m., le montant 6 h. 30 m. Sur les côtes de la Manche, c'est le montant qui est plus court que le perdant : à Cherbourg, perdant 6 h. 50 m., montant 5 h. 40 m. ; au Havre, perdant 7 h. 20 m., montant 5 heures ; à Boulogne, perdant 7 h. 10 m., montant 5 h. 15 m.

Il existe d'ailleurs, entre la morte-eau et la vive-eau, des différences parfois assez grandes à ce point de vue. C'est ainsi qu'à Saint-Nazaire, en morte-eau, le perdant dure 5 h. 53 m. et le montant 6 h. 33 m., tandis qu'en vive-eau le perdant dure 6 h. 33 m. et le montant 5 h. 45 m.

D'ordinaire, dans les mers resserrées entre deux côtes, dans les chenaux étroits, la durée du montant est plus courte que la durée du perdant (1).

3° Les grandes marées de vive-eau se produisent, en un même lieu, toujours à la même heure. Par exemple, à Brest, les grandes marées se produisent toujours vers 4 heures.

(1) Le montant est aussi plus court que le perdant dans les fleuves (Voir plus loin, p. 153).

En étudiant de plus près le phénomène, on voit que, tous les jours, il existe une relation entre le mouvement de la lune et les heures de la pleine mer et de la basse mer : les pleines mers ont lieu chaque jour à un nombre d'heures sensiblement le même après le passage de la lune au méridien du lieu. Or, à la pleine et à la nouvelle lune, le passage de la lune au méridien a lieu à minuit et à midi des horloges réglées sur le temps vrai, puisqu'à ce moment-là la lune et le soleil passent ensemble au méridien. Le jour de la pleine lune et de la nouvelle lune, l'heure vraie que marque l'horloge au moment de la pleine mer indiquera l'intervalle qui s'est écoulé entre le passage de la lune au méridien et la pleine mer. C'est cet intervalle qui porte le nom d'*établissement du port*, parce que c'est le temps qui s'écoule entre le passage de la lune au méridien et l'établissement de la pleine mer dans le port. On a été conduit d'ailleurs à le définir d'une façon plus précise que nous venons de le faire.

Comme la marée varie avec la déclinaison de la lune et du soleil et avec la distance de ces deux astres à la terre, l'établissement du port sera l'heure vraie locale de la pleine mer, un jour de syzygie, lorsque le soleil et la lune auront une déclinaison nulle et qu'ils seront tous deux à leur distance moyenne de la terre. On dit que les deux astres sont alors en *syzygie moyenne*.

Pour avoir l'heure de la pleine mer, il suffit d'ajouter l'établissement du port à l'heure du passage de la lune au méridien. Mais ce n'est là qu'une règle grossière, à laquelle, si l'on veut avoir plus de précision, il faut apporter une correction qui, dans nos régions, peut atteindre 1 h. 20 m. et qui peut être plus importante en d'autres points du globe.

Les établissements du port peuvent varier d'une façon considérable en des points rapprochés. C'est ainsi que, sur les côtes de la Manche, l'établissement augmente progressivement, à mesure qu'on avance vers l'est, de 3 h. 46 m. à Brest à 12 h. 24 m. à Dunkerque. Sur les côtes du golfe de Gascogne, l'établissement ne varie que de 3 h. 25 m. à Port-Louis (entrée de Lorient) à 4 heures à Cordouan (entrée de la Gironde).

4° Nous avons indiqué que la marée varie avec la distance de la lune et du soleil à la terre. Elle est d'autant plus forte que ces astres sont plus rapprochés de la terre. Les marées seront donc relativement plus fortes au moment du périgée de la lune, qui se produit chaque mois à une date variable. Comme la révolution synodique de la lune, ou le mois lunaire (qui ramène la lune au même écart en longitude avec le soleil et qui règle les phases) a une durée de 29 jours 53, tandis que la révolution anomalistique (qui ramène la lune au périgée) a une durée de 27 jours 55, il en résulte que, dans le cours de l'année, le passage de la lune au périgée pourra coïncider tantôt avec la nouvelle et la pleine lune, tantôt avec les quartiers. Dans le premier cas, les marées de vive-eau seront très fortes ; dans le deuxième cas, les marées de morte-eau ne seront pas aussi faibles que d'ordinaire.

Pour la même raison, les marées seront plus fortes au moment du passage de la terre au périhélie (qui se produit actuellement vers le 2 ou 3 janvier) et plus faibles au moment du passage de la terre à l'aphélie (qui se produit vers le 2 ou 3 juillet).

L'amplitude de la marée dépend des positions astronomiques du soleil et de la lune. On peut calculer, par les formules que nous développerons dans le chapitre suivant, *le rapport des actions moyennes de la lune et du soleil.* Ce rapport devrait être le même en tous lieux. Mais, lorsqu'on analyse le phénomène d'une façon complète, on trouve que ce rapport varie d'un lieu à l'autre d'une façon assez importante. Il est à Brest de 2,8 environ. Le rapport des actions moyennes de la lune et du soleil est, au même titre que l'âge de la marée, une caractéristique fondamentale de la marée en un lieu donné.

### UNITÉ DE HAUTEUR.

La plus grande pleine mer de vive-eau qui suit la syzygie moyenne, définie au paragraphe précédent, a une certaine hauteur *au-dessus du niveau moyen.* En un lieu donné, on

est convenu de prendre cette hauteur comme *unité de hauteur*.

L'unité de hauteur varie d'un point à l'autre, et on peut comparer les différents ports, au point de vue de l'amplitude des marées, en connaissant leurs différentes unités de hauteur.

A Brest, l'unité de hauteur est de $3^m,21$.

Soit *hm* la hauteur de la pleine mer au-dessus du niveau moyen un jour quelconque. On peut poser :

$$hm = cU,$$

$c$ étant un coefficient numérique, qu'on appelle le *coefficient de la marée*; U, l'unité de hauteur.

Le coefficient $c$ jouit de la propriété d'être le même pour tous les ports où l'âge de la marée est le même, ainsi que le rapport des actions moyennes de la lune et du soleil. Il peut varier de 1,20 à 0,30. Il est égal, sur les côtes de France, à 1, par définition, pour la pleine mer qui suit de trente-six heures une syzygie moyenne (trente-six heures étant l'âge de la marée sur nos côtes), et la demi-amplitude correspondante est l'unité de hauteur (1).

La basse mer, qui se produit quand le coefficient est égal à 1,20, est la plus basse mer possible. C'est au-dessus de ce niveau particulier que sont rapportées les hauteurs des marées inscrites sur l'*Annuaire des marées des côtes de France*, ainsi que toutes les sondes portées sur les cartes françaises. Ce niveau s'appelle pour cela le *zéro des cartes françaises*.

Il faut remarquer que l'unité de hauteur n'est pas la demi-amplitude moyenne de la marée en un lieu. Elle se rapproche de la demi-amplitude moyenne des marées de vive-eau. Par définition, la demi-amplitude moyenne des marées de vive-eau est égale à 0,94 U.

La demi-amplitude moyenne des marées de morte-eau est égale à 0,45 U.

(1) On trouve la valeur du coefficient de la marée pour chaque jour dans l'*Annuaire des marées des côtes de France*, document publié chaque année par le Service hydrographique de la marine.

La demi-amplitude moyenne des marées en un lieu donné, qui peut avoir un certain intérêt au point de vue géographique, est sensiblement égale à 0,70 U dans les régions où les marées ont un régime semblable à celui de nos côtes.

### DIFFÉRENTS TYPES DE MARÉES.

Le phénomène de la marée se présente avec une allure plus ou moins régulière suivant les points du globe où on l'observe. A quelques rares exceptions près, il y a deux pleines mers et deux basses mers par jour. Parfois, comme sur les côtes d'Europe, les hauteurs des deux pleines mers d'un même jour, ainsi que celles des deux basses mers, diffèrent peu l'une de l'autre. Dans les mers de Chine, au contraire, et sur la plupart des côtes de l'océan Pacifique, deux pleines mers ou deux basses mers consécutives diffèrent sensiblement de hauteur, à ce point quelquefois qu'une pleine mer diffère assez peu de la basse mer suivante pour que l'oscillation soit à peine sensible, et, à la limite, il n'existe plus, comme au Tonkin, qu'une seule pleine mer et une seule basse mer par jour (fig. 59).

Ces anomalies dans les hauteurs se produisent aussi dans les heures. Tandis que, sur les côtes d'Europe, les heures de la pleine mer suivent, d'après les lois simples que nous avons indiquées aux paragraphes précédents, les passages de la lune au méridien du lieu, sur la plupart des autres côtes cette loi devient très compliquée.

### MARÉE DIURNE ET MARÉE DEMI-DIURNE.

La courbe qui donne, en fonction du temps, la hauteur de la marée en un lieu donné n'est donc qu'exceptionnellement une sinusoïde régulière. L'expérience montre, — et nous verrons plus loin que la théorie légitime cette décomposition, — qu'on peut reproduire très sensiblement la courbe d'une marée en ajoutant les ordonnées de deux sinusoïdes, l'une ayant une période voisine de douze heures, et appelée *marée*

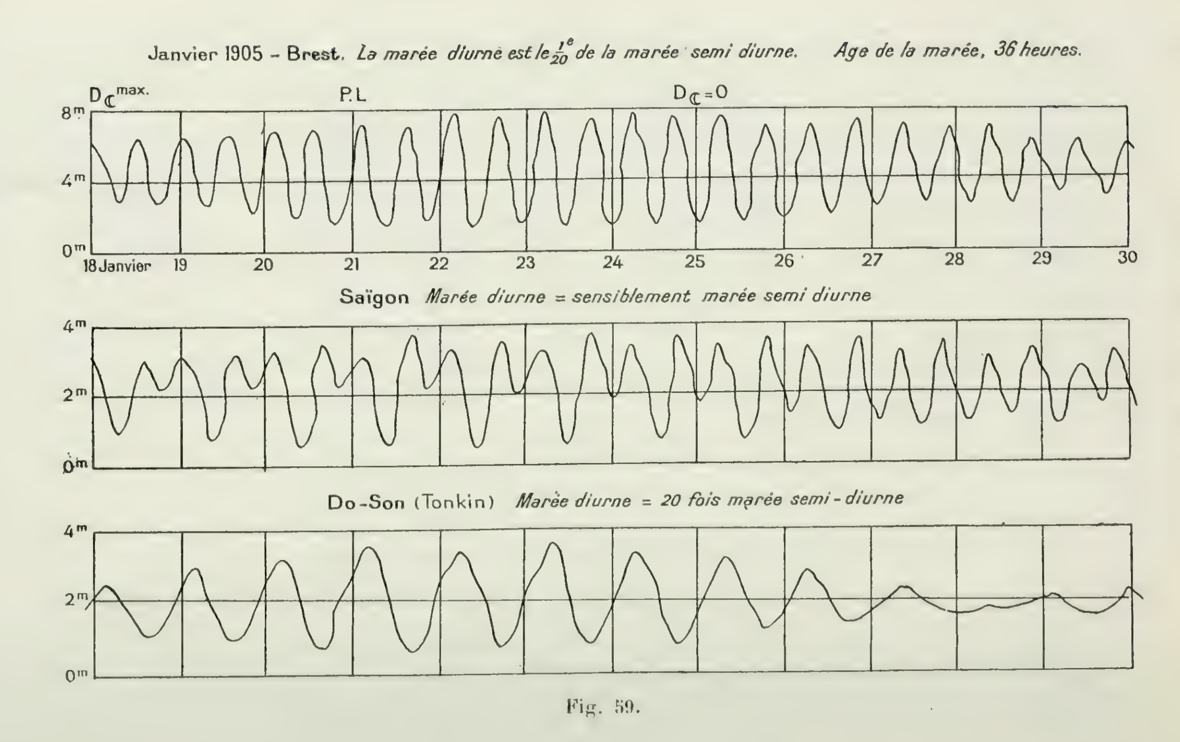

Janvier 1905 - Brest. La marée diurne est le 1e/20 de la marée semi diurne.
Age de la marée, 36 heures.
D☾ max.
P.L
D☾ = 0
8m
4m
0m
18 Janvier
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
Saïgon Marée diurne = sensiblement marée semi diurne
4m
2m
0m
Do-Son (Tonkin) Marée diurne = 20 fois marée semi-diurne
4m
2m
0m

Fig. 59.

*diurne*, l'autre ayant une période voisine de vingt-quatre heures, et appelée *marée semi-diurne.*

La combinaison de ces deux ondes a pour effet de produire une inégalité, à la fois dans la hauteur de deux pleines mers et de deux basses mers consécutives, et aussi dans les intervalles de temps qui les séparent.

La hauteur de la marée diurne est maximum tous les quinze jours, peu après que la lune a atteint sa déclinaison maximum, et lorsqu'elle est par suite près des tropiques. C'est la raison pour laquelle, dans les vieux traités de navigation, on appelle *tropiques* les marées qui se produisent à ce moment-là.

Les anomalies, que nous avons signalées, peuvent être attribuées à la présence de la marée diurne. Si cette marée diurne est faible par rapport à la marée semi-diurne, la marée présente régulièrement deux pleines mers et deux basses mers par jour, à peu près régulièrement espacées, et d'amplitude sensiblement égale. Si la marée diurne est importante, les anomalies se produisent, et si la marée diurne est très forte par rapport à la marée semi-diurne, il pourra n'y avoir qu'une marée par jour, comme au Tonkin (1).

Il suffit d'observer la marée au moment où la déclinaison de la lune est forte pour savoir à quel type de marée l'on a affaire. Si le jour où la déclinaison de la lune est maximum il y a deux pleines mers d'amplitude à peu près pareille, on a affaire à une marée semi-diurne très prépondérante, et les formules simples de prédiction, que nous avons indiquées, donnent une bonne approximation. Si les amplitudes des deux pleines mers diffèrent (on dit qu'il y a alors une *inégalité diurne*), la marée diurne est à considérer, et elle l'est d'autant plus que l'on observe une inégalité diurne plus grande. Dans ce cas-là, les formules élémentaires de prédiction ne peuvent donner qu'une approximation très grossière.

La figure 60 permet d'illustrer les remarques précédentes.

(1) L'amplitude de la marée diurne n'est jamais très forte : elle ne dépasse pas 1m,50. L'amplitude de la marée semi-diurne peut dépasser une dizaine de mètres.

Nous avons représenté sur cette figure deux marées semi-diurne et diurne de même amplitude. La combinaison de ces

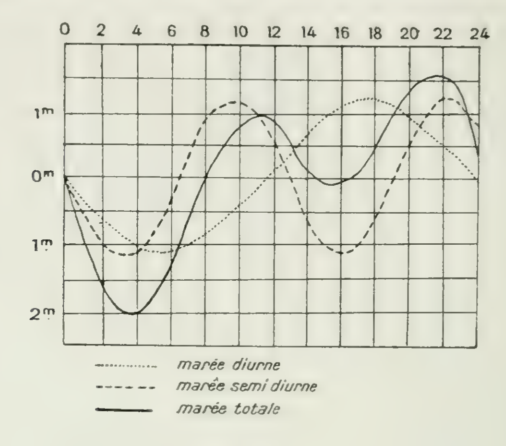



Fig. 60.

deux ondes donne l'onde de marée totale, où l'on remarque les anomalies signalées plus haut.

INFLUENCES MÉTÉOROLOGIQUES.

L'observation a montré que les hauteurs des pleines mers et des basses mers sont influencées par la pression barométrique, le niveau de la mer étant plus élevé lorsque la pression est plus basse et réciproquement. Une variation d'un millimètre de mercure dans la hauteur du baromètre produit une variation de 13mm,3 dans la hauteur du niveau de la mer. Ce coefficient de 13,3 n'est pas très rigoureux, car la pression barométrique affecte les marées dans un rayon si étendu que les indications locales du baromètre, en un point donné, ne sauraient être toujours un indice sûr de l'effet produit en ce point (1).

(1) Il faut signaler que M. Godfroy a montré, par ses observations de marée faites dans l'Antarctique (1909), que les variations de la pression atmosphérique se font *immédiatement* sentir sur le niveau de la mer. M. Godfroy a trouvé qu'à un mouvement d'un millimètre de la co-

La direction et la force du vent ont également une influence sur les hauteurs des pleines mers et des basses mers ; elles sont plus élevées lorsque le vent est fort et bat en côte; elles sont plus faibles lorsqu'il souffle de terre. Les variations de cette sorte peuvent être très importantes. A Londres, par fort vent d'est, le niveau de la Tamise est augmenté de $1^{m},50$ environ. On cite aussi une tempête d'automne en 1897 sur la côte orientale d'Angleterre, où la coïncidence du vent d'est avec une marée de vive-eau a causé des dommages considérables, en brisant des digues et en inondant tout l'arrière-pays. Dans les mers fermées, les effets du vent, quoique d'amplitude moins grande, sont peut-être encore plus sensibles, car on est habitué à voir le niveau de la mer rester à peu près invariable. Presque tous les ans, les quais de certaines villes de Provence sont à moitié inondés par la mer, lorsque le vent souffle du sud.

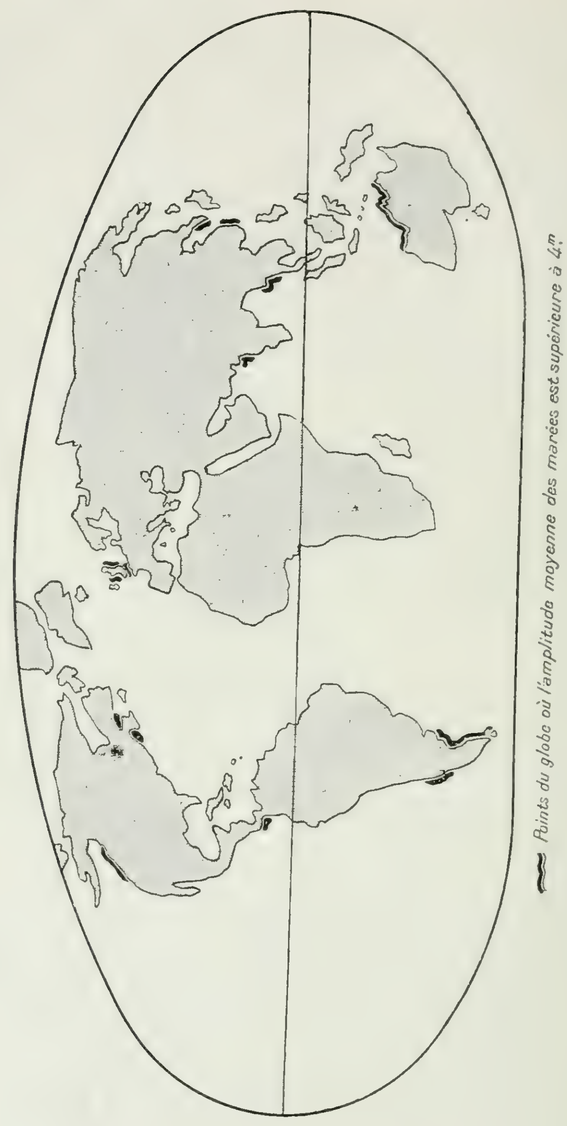
L'action du vent dépend naturellement de la forme de la côte, du temps pendant lequel souffle le vent, et il n'est pas possible d'établir un coefficient de proportionnalité entre la hauteur de la mer et la force du vent (1).

### QUELQUES RENSEIGNEMENTS GÉOGRAPHIQUES SUR LES MARÉES.

Les amplitudes de la marée sont très variables d'un lieu à l'autre. Alors qu'il y a des points où la marée est à peu près insensible, elle peut atteindre, en certains endroits, des

lonne de mercure correspondait immédiatement, à Port-Circoncision, un mouvement du niveau de la mer en sens inverse de $14^{mm},5$. Un résultat analogue avait été obtenu dans l'océan Arctique, par Ross, en 1828.

(1) On rattache à la variation de la pression barométrique le phénomène des *seiches,* oscillations périodiques du niveau des lacs, dont la période va de quelques minutes à plusieurs heures. Dans le lac de Genève, la plus forte seiche observée a atteint une amplitude de $1^{m},83$ ; les seiches dépassant 40 centimètres sont très rares. Des variations accidentelles du niveau, dues uniquement à la pression barométrique, s'observent aussi dans les mers fermées, comme la Méditerranée. C'est à ces variations qu'il faut attribuer les courants du détroit de l'Euripe (entre l'île Eubée et la Grèce), qui changent de sens d'une façon en apparence capricieuse.



Points du globe où l'amplitude moyenne des marées est supérieure à $4^m$.

Fig. 61.

amplitudes *moyennes* de plus de 10 mètres. Sur la carte de la figure 61, nous avons marqué les côtes où l'amplitude moyenne des marées est supérieure à 4 mètres (1).

Sans parler des mers fermées ou presque fermées sur lesquelles nous reviendrons, d'une façon générale, la marée est très faible sur les îles situées en plein océan.

A l'île Ascension, l'amplitude moyenne est de $0^m,40$ : les marées de vive-eau ont une amplitude moyenne de $0^m,60$. A Sainte-Hélène, l'amplitude moyenne est de $0^m,60$, en vive-eau de $0^m,85$.

A l'île Midway, au milieu du Pacifique (latitude 28° 13′ N, longitude 177° 21′ W), la marée n'atteint pas en moyenne $0^m,25$, en vive-eau $0^m,30$.

A Tahiti, l'amplitude de la marée a à peu près les mêmes valeurs qu'à l'île Midway.

Dans l'océan Indien, à l'île Maurice, l'amplitude moyenne est de $0^m,30$, en vive-eau de $0^m,50$. A La Réunion, l'amplitude moyenne est de $0^m,60$, en vive-eau $1^m,10$.

Très peu d'îles isolées ont des marées supérieures à 1 mètre ; aucune n'a des marées atteignant une amplitude moyenne de 2 mètres.

Sur les côtes des continents, les marées les plus faibles (d'amplitude moyenne inférieure à 1 mètre) s'observent : dans l'océan Atlantique, sur les côtes du golfe du Mexique et de la mer des Antilles, sur les côtes de l'Uruguay et l'estuaire du Rio de la Plata, sur les côtes sud de Norvège ; dans l'océan Pacifique, sur les côtes du Mexique, au sud de Mazatlan, sur les côtes du Pérou, sur les côtes méridionales de l'Australie en presque totalité, sur les côtes orientales du Japon ; dans l'océan Indien, sur une partie des côtes sud de l'Inde, la côte sud de Madagascar ; en beaucoup de points de l'océan Arctique.

Les côtes où les marées dépassent en moyenne 4 mètres d'amplitude sont les suivantes :

Une partie de la côte orientale de l'Écosse et de l'Angleterre : Dungeness (latitude 50° 54′ N, longitude 0° 58′ E),

(1) Nous avons publié une carte plus détaillée des amplitudes des marées dans les *Annales de Géographie* (mai 1922).

amplitude moyenne : $4^m,9$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $6^m,5$ ;

Certains points de la mer d'Irlande et du canal de Bristol : Cardiff: amplitude moyenne : $8^m,2$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $10^m,9$ ;

La côte française de la Manche : Granville : amplitude moyenne : $7^m,9$ ; amplitude de vive-eau moyenne : 11 mètres ; Brest, amplitude moyenne : $4^m,3$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $6^m,0$ ;

La baie de Fundy : Pointe Burncoat, au fond de la baie : amplitude moyenne : $13^m,1$, amplitude de vive eau moyenne : $15^m,1$ ;

La côte de Patagonie : entrée de la rivière Gallegos (latitude 51° 23′ S, longitude 69° 01′ W) : amplitude moyenne : $10^m,3$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $13^m,9$ ;

Les chenaux latéraux du Chili : Port Montt (latitude 41° 29′ S, longitude 72° 56′ W) : amplitude moyenne : $5^m,4$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $6^m,3$ ;

Une partie de la côte du Canada sur l'océan Pacifique : Prince Rupert Harbour (latitude 54° 17′ N, longitude 130° 21′ W) : amplitude moyenne : $6^m,1$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $7^m,2$ ;

La côte chinoise du canal de Formose : Minn River (latitude 25° 29′ N, longitude 119° 27′ E) : amplitude moyenne : $4^m,7$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $5^m,7$ ;

La côte ouest de Corée : Chemulpo (latitude 37° 28′ N, longitude 126° 36′ E) : amplitude moyenne : $6^m,1$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $8^m,7$ ;

La côte nord-ouest d'Australie : Pearce Point (latitude 14° 26′ N, longitude 129° 21′ E) : amplitude moyenne : $5^m,5$ ; amplitude de vive-eau moyenne : $6^m,8$ ;

Une partie de la côte de Birmanie : Maulmein River (latitude de 16° 04′ N, longitude 97° 33′ E) : amplitude moyenne : 4 mètres ; amplitude de vive-eau moyenne : $5^m,8$.

Conformément aux indications de la théorie, la marée au large est faible et n'atteint pas 1 mètre d'amplitude. Cette marée, en arrivant auprès des côtes, s'amplifie souvent d'une façon considérable, surtout dans les chenaux resserrés, au

fond des baies et auprès des côtes exposées au large, mais débordées par des petits fonds. Toutefois, la topographie littorale ne suffit pas pour expliquer toutes les anomalies.

Dans les mers fermées, les marées sont très faibles, mais elles sont souvent sensibles. Ainsi, en Méditerranée, on a signalé en plusieurs points des marées d'amplitude moyenne de 0m,10, et on peut même dire qu'il est rare que cette amplitude ne soit pas atteinte. En plusieurs endroits, elle est notablement dépassée.

Par exemple, sur les côtes de la mer Adriatique, les marées atteignent à Malamocco, près de Venise, une amplitude moyenne de 0m,60, aux vives-eaux de 1 mètre ; à Pola, l'amplitude moyenne est de 0m,60, aux vives-eaux de 1 mètre ; à Lissa, l'amplitude moyenne est de 0m,45, aux vives-eaux de 0m,70 ; à Smyrne, 0m,50 et 0m,75 ; à Tripoli, 0m,50 et 0m,55 ; à Sfax, 0m,80 et 1m,25 ; à Tunis, 0m,55 et 0m,90 ; à Alger, 0m,60 et 0m,80.

### LIGNES COTIDALES.

Si l'on indique sur une carte les heures (en temps de Greenwich par exemple), où se produisent les pleines mers un jour de syzygie moyenne, on voit que, sur la plupart des côtes, tout se passe comme si la marée se propageait d'un point à l'autre, ainsi que le ferait une onde qui parcourrait tout l'océan.

En joignant par une ligne les points où la marée se produit au même instant, on obtient ce qu'on appelle une *ligne cotidale*, qui ne peut avoir de signification que si elle joint les points de deux côtes voisines, et qui pourrait, au contraire, donner lieu à de fausses interprétations si, sous le prétexte que la marée se produit à la même heure en un point d'Afrique ou d'Amérique, on admettait que la marée soulève en même temps tout l'océan.

Whewel a pourtant dressé, il y a plus de cinquante ans, une carte de lignes cotidales pour l'océan Atlantique et l'océan Indien, et cette carte a permis d'émettre l'hypothèse que la marée, ressentie sur nos côtes, se forme en réalité dans

l'océan Antarctique et met trente-six heures (l'âge de la marée justement) à parcourir l'Atlantique. Bien des faits contredisent cette hypothèse, qui avait un caractère séduisant.

On a essayé aussi de trouver une relation entre les lignes cotidales et l'amplitude de la marée. Les lignes cotidales seraient très resserrées partout où les marées sont fortes. L'onde de marée, retardée au voisinage des côtes par les faibles profondeurs, gagnerait en hauteur ce qu'elle perd en vitesse de propagation. On peut citer de nombreux exemples pour ou contre cette hypothèse, qui ne peut pas être considérée comme une loi générale.

Plus récemment, l'Américain Rollin A. Harris a dessiné une carte de lignes cotidales pour le monde entier, basée

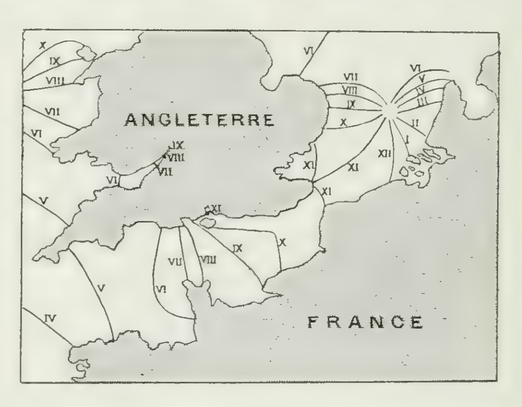



Fig. 62.

sur des hypothèses ingénieuses sur les vibrations des océans. Ces hypothèses, dont nous dirons un mot plus loin, l'ont conduit à admettre qu'il y avait, au milieu des océans, des points où il ne se produisait pas de marée du tout et qui ont été appelés *points amphidromiques*. Les lignes cotidales tournent autour de ces points, où le niveau ne change pas. D'après M. Harris, il existerait un point amphidromique dans l'océan Atlantique, par 40° de longitude ouest et 40° de latitude Nord, et un autre point amphidromique dans la mer

du nord, à peu près situé entre Amsterdam et Yarmouth. La figure 62 reproduit la carte des lignes cotidales de la Manche et de la mer du Nord, d'après M. Rollin A. Harris. Seule l'expérience, — et actuellement le marégraphe Favé est le seul instrument permettant d'observer la marée au large des côtes, — peut venir confirmer ou infirmer ces hypothèses.

Dans les cas particuliers où les lignes cotidales permettent de suivre vraiment la propagation de l'onde de marée, elles fournissent une explication de certaines anomalies.

Lorsqu'un chenal communique par ses deux extrémités avec deux mers, qui subissent chacune des marées différentes, chacune des ondes de marée se propage dans le chenal, et la marée observée est due à la combinaison des deux ondes. En certains points, les deux ondes peuvent se neutraliser, et, si elles ont des amplitudes voisines, il ne se produira pas de marée de ces points-là. En d'autres points, souvent voisins, elles pourront s'ajouter, et il s'y produira des marées très fortes.

Un exemple typique est fourni par la mer d'Irlande, où une onde entre par le sud et une autre par le nord : on observe des marées très faibles, atteignant à peine une amplitude de 1 mètre, sur la côte sud-est d'Irlande, à courte distance du canal de Bristol, où les marées sont très fortes.

Dans la Manche, il se produit un phénomène analogue : une onde de marée, provenant de l'Atlantique, entre par l'ouest, tandis qu'une autre onde, après avoir fait le tour des Iles Britanniques, descend le long des côtes de la mer du Nord et pénètre dans la Manche par l'est. La combinaison de ces deux ondes permet d'expliquer le minimum relatif des marées qu'on observe à Cherbourg, tandis qu'à quelque distance les marées atteignent une amplitude beaucoup plus grande.

Amplitude moyenne des marées à Cherbourg : $3^{m},80$;

Amplitude moyenne des marées au cap Carteret : $6^{m},70$;

Amplitude moyenne des marées à La Hève : $5^{m},10$.

A la même cause doit être dû le maximum relatif observé vers Cayeux et Le Tréport (amplitude moyenne : $6^{m},10$).

Ces considérations ont, comme nous le verrons, une importance assez grande au point de vue des courants.

MARÉES DANS LES FLEUVES.

Les marées dans les fleuves sont dues aux marées de la mer voisine. La limite de la *partie maritime* du fleuve est, par définition, la limite à laquelle se font sentir les marées.

La propagation d'une onde de marée dans un fleuve suit les lois de la propagation d'une onde dans un chenal, quand la

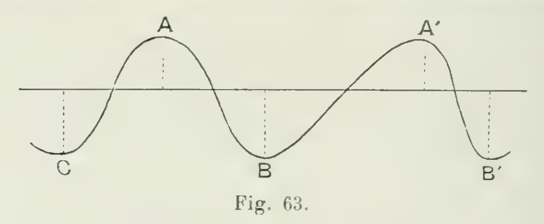


Fig. 63.

profondeur de ce chenal est faible par rapport à la longueur de l'onde. La vitesse de la propagation de l'onde ne dépend que de la profondeur, et le profil de l'onde se modifie : dans une onde régulière, le front de l'onde AB a le même profil que l'arrière de l'onde AC (fig. 63). Dans un chenal, l'onde présente un front A′B′ beaucoup plus abrupt que la partie arrière A′B.

La propagation de l'onde de marée dans un fleuve dépendra aussi du courant et de la hauteur des eaux du fleuve.

Si l'on observe, en un point du fleuve, la variation du

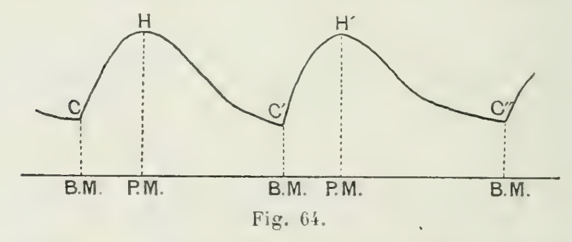


Fig. 64.

niveau en fonction du temps, on obtient une courbe telle que CHC′H′ (fig. 64).

Après la basse mer (niveau en C), la courbe se relève rapidement et est convexe jusqu'à l'instant de la pleine mer (niveau en H). Elle affecte ensuite la forme sinusoïdale, jusqu'à la basse mer suivante (niveau en C').

A mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure, la durée de la montée diminue et la durée de la baisse s'allonge. Ce résultat est bien conforme aux lois que nous venons de rappeler de la propagation d'une onde dans un chenal peu profond. En voici quelques exemples :

A Rouen, durée du montant : 4 h. 15 m.; du perdant : 8 h. 10 m. ;

A Rochefort, durée du montant : 5 h. ; du perdant : 7 h. 15 m. ;

A Blaye (Gironde), durée du montant : 5 h. ; du perdant : 7 h. 15 m. ;

A Libourne (Dordogne), durée du montant : 2 h. 50 m.; du perdant : 9 h. 20 m.

Si l'on considère l'onde de marée sur l'ensemble du fleuve, on constate que le sommet de l'onde se maintient à une altitude qui diffère peu de celle qu'elle a à l'embouchure. Ce niveau se relève, parfois d'une façon importante, à la limite de la partie maritime (1).

Au contraire, la courbe qui est le lieu géométrique des basses mers se relève sans cesse vers l'amont. Le niveau de l'eau dans le fleuve ne peut pas en effet descendre plus bas que le niveau dû au débit propre du fleuve, niveau de plus en plus élevé à mesure que le fleuve se rétrécit. S'il n'y avait pas de débit du tout, le niveau de la basse mer serait au maximum le fond du fleuve, qui va en s'élevant à mesure qu'on se rapproche de l'amont. Il en résulte que la hauteur de la pleine mer au-dessus de la basse mer, c'est-à-dire l'amplitude, va sans cesse en diminuant. Elle finit par devenir nulle à la limite de la partie maritime.

La limite de la partie maritime, à égalité d'amplitude de la marée à l'embouchure, est plus ou moins rapprochée de

(1) Nous avons observé un phénomène de ce genre dans un fleuve de la Guinée française, le rio Nunez. Grâce à lui, nous avons pu faire remonter jusqu'à Boké des navires d'un assez fort tirant d'eau.

l'embouchure, suivant la largeur du fleuve et son débit. Dans les fleuves de France, le sommet d'une onde de marée a toujours atteint cette limite, avant que son pied n'atteigne l'embouchure ; autrement dit, il n'y a jamais même une demi-onde complète dans le cours du fleuve. Il existe, au contraire, en Amérique des fleuves, et notamment l'Amazone, dont la partie maritime est assez longue pour qu'il y existe à la fois une pleine mer et une basse mer, et quelquefois plusieurs.

***Mascaret.*** — Si la forme abrupte du front de l'onde de marée qui s'avance est exagérée, l'onde présentera, à sa partie frontale, une sorte de mur d'eau. La simple avance d'une onde dans un chenal peu profond n'arriverait pas à produire un aussi grand changement de forme, mais, dans un fleuve, le courant du fleuve joue dans ce sens un rôle important. Tendant à rejeter vers l'embouchure le front de l'onde, il contribue à en exagérer la pente.

C'est bien ce qu'on observe à l'embouchure des fleuves encombrés de bancs de vase : la courbe du montant se relève brusquement au moment de la pleine mer, de façon à présenter une partie verticale, un ressaut. Il se produit alors un *mascaret*.

Le phénomène se manifeste de la façon suivante :

Lorsque le flot arrive à l'embouchure du fleuve, la mer commence à monter dans les passes les plus profondes. Sur les bords de celles où la profondeur est moindre, on aperçoit une vague, dont une extrémité parcourt la rive en déferlant, et qui se prolonge, généralement sans briser, vers le milieu de la passe. Dans les endroits peu profonds ou sur les bancs, c'est une longue lame qui déferle et qui s'avance comme une ligne blanche, c'est un rouleau d'eau, qui précède le flot et qui en est, pour ainsi dire, la tête. Ce rouleau est suivi de plusieurs vagues dont les premières sont seules écumantes et qui diminuent successivement de hauteur. Ces vagues sont connues sur la Seine sous le nom d'*éteules*. Le mascaret est toujours suivi d'un exhaussement subit et persistant du niveau de l'eau.

La hauteur du mascaret peut varier de quelques décimètres à 5 à 6 mètres (Amazone).

On a signalé des mascarets sur l'Amazone, sur le Tsien-Tsan-Kiang en Chine, sur la Severn et sur la Wye en Angleterre, sur le Petitcodiac au Canada, sur l'Hugli dans l'Inde. En France, sur la Seine, on a observé autrefois des mascarets atteignant 3 mètres à Tancarville. Il n'y a pas de mascaret proprement dit dans la Gironde, mais, en vive-eau, à Bordeaux, l'arrivée du flot se signale parfois par de petites

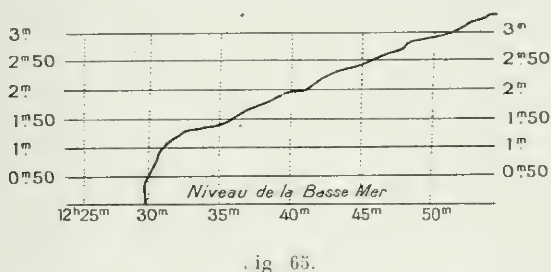



Fig. 65.

lames, qui déferlent le long des rives, et le renversement du courant qui les suit est instantané.

La figure 65 donne la courbe des hauteurs de l'eau en fonction du temps pendant un mascaret observé dans le Petitcodiac.

Les causes du mascaret sont mal connues. M. Maurice Lévy, d'après les travaux de Brémontier, de Dupuit et de Bazin, propose dans ses *Leçons sur la théorie des marées* l'explication suivante :

Le phénomène du mascaret est un phénomène d'*onde solitaire* réalisé d'une façon grandiose. On définit de la façon suivante une onde solitaire : lorsque, sur un canal horizontal, dont la surface est parfaitement calme, on vient à produire subitement une intumescence, elle se régularise très rapidement et se propage alors avec une vitesse sensiblement constante, en conservant sa forme à peu près invariable pendant un temps fort long. La vitesse de propagation d'une onde solitaire est d'autant plus grande que le canal est plus profond, et elle croît aussi avec la surélévation de l'eau au-dessus du niveau naturel des eaux du canal (1). Il s'ensuit que

(1) La vitesse de propagation d'une onde solitaire est égale à $\sqrt{2g(p+h)}$, $p$ étant la profondeur normale du canal et $h$ la hau-

les vagues qui se succèdent à l'embouchure d'une rivière pendant la marée montante, — si elles se comportent comme des ondes solitaires, — se propagent de plus en plus vite (1). Elles tendent donc à se rejoindre. Mais, si les dernières venues doivent, en raison de leurs plus grandes vitesses, rejoindre celles qui les ont précédées, elles ne sauraient les dépasser : car, une fois deux ondes réunies, elles n'en forment qu'une se propageant avec une vitesse unique. C'est la réunion d'un grand nombre de vagues se succédant ainsi à marée montante qui forme le mascaret.

Cette explication fait concevoir la possibilité du phénomène. Elle n'explique pas, dit M. Lévy, pourquoi il se produit sur certaines rivières et pas sur d'autres. Les rivières, dont les embouchures sont barrées par des bancs de sable ou de vase, sont plus sujettes au phénomène du mascaret. Il semble que les vagues qui, à marée montante, se succèdent très rapidement, viennent se heurter en quelque sorte contre la barre, où leur vitesse se trouve alors subitement et momentanément ralentie, ce qui les rapproche et les porte à se jeter les unes sur les autres comme feraient les rangs successifs d'une charge de cavalerie qui rencontrerait subitement un obstacle inopiné ».

En somme, on peut considérer simplement le mascaret comme le résultat du déversement sur les hauts fonds de l'onde de marée, arrêtée par ces hauts fonds, jusqu'à ce que la montée de l'eau soit assez forte pour passer outre l'obstacle.

Un phénomène analogue, quoique d'amplitude très faible et de durée fort courte, se renouvelle sans cesse sur les bords de la mer, quand, par l'effet de variation de hauteur des vagues, l'eau se retire momentanément du rivage, pour reprendre aussitôt son niveau. Elle déferle alors, en formant des vagues d'une forme différente de celles qu'on observe au large et qui sont de véritables mascarets. Toutes les différences subites dans le niveau des eaux peuvent donner naissance à un mascaret. L'onde de marée, qui remonte un fleuve, peut déferler chaque fois qu'elle rencontre un obstacle.

Pour atténuer les effets du mascaret, il faut approfondir le chenal d'accès des eaux de la mer dans le fleuve.

teur du point culminant de l'onde au-dessus de la surface normale du canal, $p + h$ est donc la distance du sommet de l'onde au fond du canal.

(1) $p + h$ est en effet de plus en plus grand pendant la marée montante.

C'est ce qui a été fait en Seine : le mascaret ne s'y observe aujourd'hui que lorsque le coefficient de la marée est supérieur à 1, et son effet se manifeste surtout par de violents courants.

COURANTS DE MARÉE.

Une onde de marée libre, qui se propage dans une mer profonde, est analogue à la houle et donne lieu aux courants suivants (Voir p. 120) :

1° Un courant dirigé dans le sens de la propagation de l'onde, maximum au passage de la crête, c'est-à-dire aux pleines mers en ce qui concerne l'onde de marée ;

2° Un courant dirigé en sens inverse de la propagation et maximum au passage des creux, c'est-à-dire aux basses mers ;

3° Des courants nuls à mi-marée.

Auprès des côtes, les courants de marée suivent des lois différentes, car ces courants ont alors pour cause le déversement des eaux côtières. Quand la mer pénètre dans un bassin à une seule ouverture, les eaux doivent évidemment couler dans le même sens, de la mer dans le bassin, tant que le niveau de la mer est plus élevé que celui du bassin, ce qui se produit pendant toute la marée montante ; elle doit couler en sens inverse, du bassin vers la mer, pendant toute la marée descendante, le niveau du bassin étant alors plus élevé que le niveau de la mer.

Dans ce cas, les changements de courants ont lieu à pleine mer et à basse mer, et les maxima à mi-marée, au moment où la variation du niveau de la mer est le plus rapide.

On devra donc avoir, auprès des côtes, des courants de marée qui changeront aux heures de pleine mer et de basse mer. A mesure qu'on s'éloignera de la côte, on se rapprochera des conditions de propagation d'une onde libre, et les heures de changement de courants s'écarteront des heures de pleine mer et de basse mer, pour se rapprocher des heures de mi-marée.

Ces considérations se vérifient facilement aux environs de Brest, ainsi que l'indique la figure 66, sur laquelle sont marqués les retards des heures de changement de courant par rapport aux heures de pleine mer et de basse mer.

Dans le goulet de la rade de Brest, le courant change sensiblement à pleine mer et à basse mer. Dans le chenal du Four, les retards de l'étale de courants sur l'étale de la marée sont manifestes. Entre

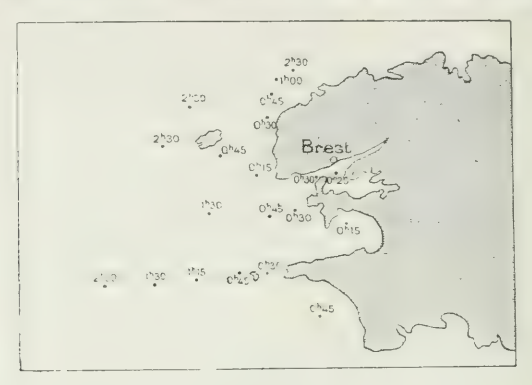



Fig. 66.

les Vieux-Moines et la Vinotière, le courant change aux heures du plein et du bas au Conquet. Aux Plâtresses, il y a trois quarts d'heure de retard. A terre des roches de Porsal, le renversement du courant a lieu en même temps que le renversement de la marée ; à la Grande-Basse de Porsal, une heure un quart plus tard ; au large de la Grande-Basse, deux heures plus tard. Au voisinage d'Ouessant, le courant change, à un quart d'heure près, au moment du renversement de la marée ; à 10 milles au large, le retard du changement du courant sur le renversement de la marée est de deux heures et demie. Il en est de même au large de l'île de Sein.

A Port-en-Bessin (Calvados), des mesures précises de courant ont montré que le courant change, à 1 000 mètres au large, environ une heure plus tard que dans le port.

On conçoit facilement que les conditions topographiques puissent avoir une influence prépondérante sur les courants de marée qui se manifestent au voisinage des côtes accidentées. La différence des heures et des amplitudes des marées en des points rapprochés peut créer des courants

violents dans les chenaux qui séparent ces deux points, par suite des différences des niveaux de l'eau. Dans les détroits, faisant communiquer deux mers à marées, les courants dus aux deux ondes de marée, qui, à pleine mer, sont parallèles au sens de propagation des ondes, peuvent être opposés et par suite s'annuler, sans que les ondes se neutralisent. On peut alors observer, en certains endroits, pas de courant du tout, quoique la marée y soit forte, et au contraire des courants très forts en d'autres endroits, quoique la marée y soit faible. La Manche et surtout la mer d'Irlande offrent des exemples de ces particularités.

Dans les fleuves, les renversements de courant sont en retard sur les étales de niveau. Quand la mer a atteint son niveau le plus élevé, le courant de flot se fait encore sentir pendant un certain temps. De même le courant de jusant dure quelque temps après la basse mer.

Il suffit, pour comprendre la possibilité de ce phénomène qui, à première vue, paraît paradoxal, de remarquer que, dans une tranche du fleuve, le niveau monte, s'il entre plus d'eau par une des sections qui la limitent qu'il n'en sort par l'autre.

Soit la pleine mer en AA′. L'onde de marée remonte le fleuve dans le sens AM. La mer monte en MN et baisse en TS (fig. 67). Pour que la mer monte en MN, il faut que le courant soit plus fort en 2 qu'en 1. Pour que la mer baisse en TS, il n'est pas nécessaire que le courant soit dans le sens AT. Le courant peut très bien avoir le sens TA (sens du flot), à condition qu'il soit plus fort en 2 qu'en 1. C'est bien ce qui se passe en réalité.

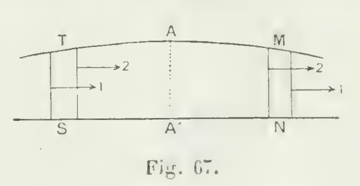
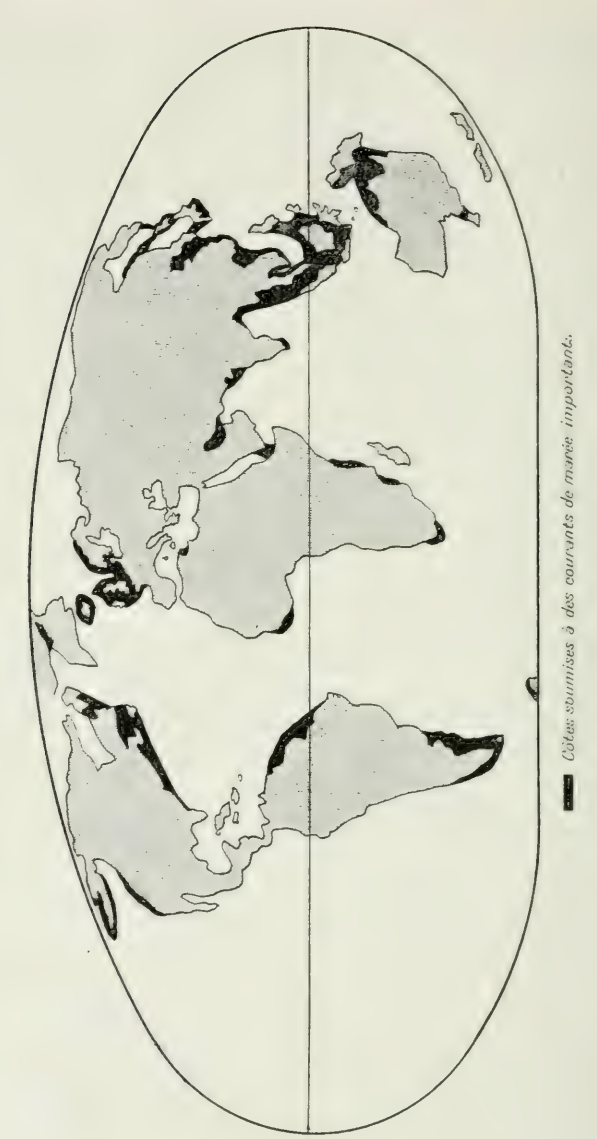


Fig. 67.

L'étude des courants de marées est indispensable pour la navigation, au voisinage des côtes, car ils sont très violents. Leur vitesse atteint 7 nœuds aux vives-eaux au voisinage des îles anglo-normandes. La carte de la figure 68 indique les régions du globe où les courants de marée sont importants.



■ *Côtes soumises à des courants de marée importants.*

Fig. 68.

Il faut aussi considérer les courants de marée chaque fois que l'on veut améliorer ou construire un port. Ces courants sont en effet les grands agents de la transformation des rivages. Ce sont eux qui transportent les alluvions, qui comblent les passes, qui affouillent dangereusement les jetées ou les quais.

## *CHAPITRE IX*

# LES CAUSES DE LA MARÉE

L'étude théorique du phénomène de la marée est une des plus complexes de la mécanique céleste. Le problème mathématique de la prédiction, attaqué par les plus grands mathématiciens, Newton, Bernouilli, Laplace, W. Thomson (Lord Kelvin) et tout récemment par Henri Poincaré, n'a pu être encore complètement résolu. Il n'est pas possible de prédire les marées en un point du globe sans commencer par faire des observations en ce point. La théorie n'est pas pour cela inutile. Non seulement elle a permis de connaître les causes exactes de la marée, mais c'est en s'appuyant sur elle qu'une méthode de prévision, en partie empirique, peut être employée avec succès.

Je me contenterai d'indiquer sommairement les principes généraux sur lesquels s'appuie la théorie des marées et de donner une idée de la nature des forces qui donnent naissance à ce phénomène (1).

***Potentiel d'un astre.*** — L'observation nous montre que la grandeur et la périodicité du mouvement du niveau de la mer sont intimement liées aux positions relatives de la lune, du soleil et de la terre. Si la terre, tournant autour de son axe, était isolée dans l'espace, chacune de ses particules prendrait une position d'équi-

(1) On trouvera tous les détails sur les méthodes de prédiction, en particulier sur la pratique de l'analyse harmonique des marées et sur l'établissement d'un annuaire de marées, dans l'ouvrage de M. Rollet de l'Isle, directeur du Service hydrographique, intitulé : *Observation, Étude et Prédiction des marées*. J'ai fait d'ailleurs à cet ouvrage plusieurs emprunts.

libre, et cet équilibre subsisterait indéfiniment. Le phénomène de la marée est évidemment la conséquence d'une perturbation de cet équilibre.

La première question, que nous devons donc nous poser, est la suivante :

Un astre voisin, comme la lune ou le soleil, peut-il produire cette perturbation, par le seul fait de sa présence et de ses mouvements ? L'action combinée de ces deux astres est-elle assez considérable pour produire, dans la masse liquide, des mouvements comparables en grandeur à ceux que nous observons?

L'attraction d'un astre, au point de vue de son évaluation, est représentée par ses composantes sur trois axes de coordonnées. Au lieu de considérer ces trois forces, il est avantageux d'opérer sur une quantité qui les renferme toutes et qui est le *potentiel*. Les astronomes définissent par ce terme la somme des quotients de tous les éléments de masse d'un corps attirant par la distance à un point matériel attiré, dont la masse serait l'unité.

$dm$ étant un élément du corps attirant, $u$ sa distance au point attiré, le potentiel V a pour expression $V = \int \frac{dm}{u}$, l'intégrale s'étendant à la masse entière du corps attirant.

La propriété essentielle du potentiel, qui est démontrée dans les cours de mécanique, est que sa dérivée partielle par rapport à l'une des variables $x$, $y$, $z$, qui représentent les coordonnées du point matériel attiré, donne la projection de l'attraction sur l'axe des coordonnées correspondant, quand on la multiplie par la constante de la gravitation $f$, attraction réciproque de l'unité de masse à l'unité de distance.

*Potentiel d'un astre par rapport à la terre.* — Cherchons à évaluer la grandeur des forces qui représentent l'action d'un astre sur une particule P, de masse unité, placée à la surface de la terre (1).

Prenons le centre de la terre O comme origine des coordonnées.

(1) Ce problème est analogue au problème des perturbations planétaires et se traite de la même façon : il suffit d'appliquer à la planète troublée (en l'espèce la particule P dans le problème actuel) en plus de l'accélération que lui imprime la planète troublante (la lune ou le soleil) une accélération égale et de signe contraire à celle que la planète troublante imprime à la planète principale (la terre).

Pour établir les équations de mouvement de la molécule P, il serait nécessaire de faire intervenir, en outre, la force centrifuge composée (force complémentaire de Coriolis). C'est ce qu'ont fait Laplace, Lord Kelvin et Henri Poincaré, lorsqu'ils ont essayé de traiter le problème complètement par le calcul.

Soient *oxyz* trois axes rectangulaires, *oz* dirigé suivant la ligne des pôles, *ox* et *oy* dans le plan de l'équateur (fig. 69).

Appelons $r$ la distance du centre de gravité de l'astre S au centre de la terre ; $\rho$ la distance de la particule P au centre de la terre ; $u$ la distance de la particule P au centre de gravité de l'astre S ; Z la distance zénithale de l'astre S, $Z = \widehat{POS}$ ; T la masse de la terre ; M la

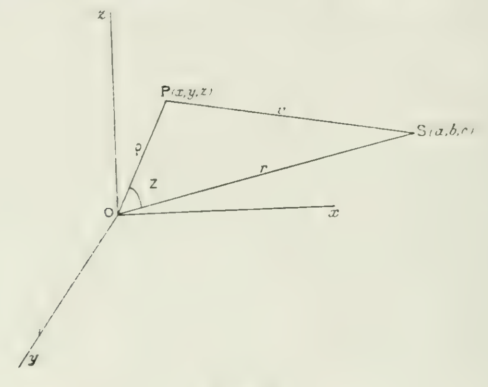



Fig. 69.

masse de l'astre ; *xyz* les coordonnées de la particule P ; *abc* les coordonnées de l'astre S.

Parmi les forces qui agissent sur le point P, celles qui sont dues à la présence de l'astre, et qui peuvent seules troubler l'équilibre de la particule P, sont : l'attraction exercée par cet astre sur la particule P, et la force d'inertie d'entraînement, les axes auxquels est rapporté le point P étant animés du mouvement de translation correspondant à l'attraction de l'astre S sur le centre de la terre.

Le potentiel de l'attraction de l'astre S sur le point P est $\frac{M}{u}$, en prenant comme unité de force la constante de la gravitation (1) ; la masse de l'astre peut être en effet considérée comme concentrée au centre de gravité de l'astre.

Quant à la force d'inertie d'entraînement due à la translation des axes, c'est une force égale et contraire à l'accélération que l'astre imprime au centre de gravité de la terre, puisque les axes considérés

(1) La constante de la gravitation est l'action de l'unité de masse sur l'unité de masse à l'unité de distance. Elle est égale à $6\,698 \times 10^{-11}$ dynes dans le système C. G. S.

ont ce centre de gravité comme origine et puisque la particule P a la masse unité.

Or, en vertu du principe du mouvement du centre de gravité, le centre de gravité de la terre se meut comme si toute la masse T de la terre y était concentrée et comme si toutes les forces d'attraction, que l'astre exerce sur les différents points de la terre, y étaient transportées. Mais ces dernières forces sont égales et opposées à celles que les points de la terre exercent sur l'astre S. Donc la force, qui sollicite le centre de gravité de la terre est égale et opposée à celle que la terre tout entière exerce sur l'astre, que nous supposons réduit à son centre.

Nous pouvons regarder cette dernière force comme dirigée suivant la droite OS, qui va du centre de la terre au centre de l'astre, et comme égale à $\frac{MT}{r^2}$.

L'accélération qu'elle imprime au centre de gravité de la terre, doué de la masse T, est égale à $\frac{M}{r^2}$.

La force d'inertie d'entraînement est donc égale à $-\frac{M}{r^2}$.

Les composantes de cette force suivant les trois axes sont :

$$-\frac{M}{r^2}\cos\widehat{XS}, \qquad -\frac{M}{r^2}\cos\widehat{YS}, \qquad -\frac{M}{r^2}\cos\widehat{ZS}.$$

Et puisque $a = r\cos\widehat{XS}$, $b = r\cos\widehat{YS}$, $c = r\cos\widehat{ZS}$, les composantes peuvent s'écrire :

$$-\frac{M}{r^2}\cdot\frac{a}{r}, \qquad -\frac{M}{r^2}\cdot\frac{b}{r}, \qquad \frac{M}{r^2}\cdot\frac{c}{r}.$$

Ces trois expressions ne sont autre chose que les dérivées partielles par rapport à $x$, puis à $y$, puis à $z$ de l'expression $-\frac{M}{r^3}(ax + by + cz)$. D'après la propriété du potentiel que nous avons rappelée plus haut, nous devons conclure que le potentiel de la force d'inertie d'entraînement des axes de coordonnées est $-\frac{M}{r^3}(ax + by + cz)$.

En ajoutant ce potentiel à celui de l'attraction de l'astre, nous obtenons le potentiel relatif cherché :

(1) $$V = \frac{M}{u} - \frac{M}{r^3}(ax + by + cz).$$

FORCE GÉNÉRATRICE DE LA MARÉE.

Exprimons l'expression (1) en fonction des variables habituelles en astronomie, c'est-à-dire en fonction de la distance de l'astre au centre de la terre $r$, de la distance de la particule P au centre de la terre $\rho$, et de la distance zénithale de l'astre S : $Z = \widehat{POS}$ (fig. 69).

Les cosinus des angles que font $r$ et $\rho$ avec les axes des coordonnées sont :

$$\frac{a}{r}, \quad \frac{b}{r}, \quad \frac{c}{r}; \qquad \frac{x}{\rho}, \quad \frac{y}{\rho}, \quad \frac{z}{\rho}.$$

Par suite, en vertu d'un théorème connu (formule d'Euler), le cosinus de l'angle que font entre elles les droites SO et PO est :

$$\cos \widehat{POS} = \cos Z = \frac{ax + by + cz}{r\rho}.$$

Donc :

$$V = \frac{M}{u} - \frac{M\rho}{r^2} \cos Z.$$

D'autre part, dans le triangle POS, on a :

$$u^2 = \rho^2 + r^2 - 2r\rho \cos Z$$

$$\frac{1}{u} = \frac{1}{r}\left[1 + \frac{\rho^2}{r^2} - \frac{2\rho}{r} \cos Z\right]^{-\frac{1}{2}}$$

En développant par la formule du binôme l'expression $\left[1 - \left(\frac{2\rho}{r} \cos Z - \frac{\rho^2}{r^2}\right)\right]^{-\frac{1}{2}}$ et en négligeant les termes de l'ordre de l'inverse de la quatrième puissance de la distance de l'astre à la terre, soit de l'ordre $\frac{1}{r^4}$, qui jouent un rôle inappréciable dans le phénomène des marées $\left(\frac{\rho^4}{r^4} = \frac{1}{60^4}\text{ dans le cas de la lune}\right)$, on obtient :

$$\frac{1}{u} = \frac{1}{r} + \frac{\rho}{r^2} \cos Z - \frac{\rho^2}{2\,r^3} + \frac{3}{2}\frac{\rho^2}{r^3} \cos^2 Z.$$

D'où :

$$V = \frac{M}{r} + \frac{3}{2} M \frac{\rho^2}{r^3} \left( \cos^2 Z - \frac{1}{3} \right).$$

Le premier terme de cette formule est une constante, indépendante de la position de la particule considérée. Cette constante disparaîtra dans la différenciation.

Le second terme donnera, par différenciation, l'expression des composantes de la *force perturbatrice de l'équilibre*, que l'on peut appeler aussi *force génératrice de la marée.*

***Évaluation de la force génératrice de la marée.*** — La force génératrice de la marée, qui dérive du potentiel dont nous venons de trouver l'expression, est contenue dans le plan qui passe par l'astre, le point P considéré et le centre de la terre, puisque ses deux composantes sont dans ce plan (attraction de l'astre sur le point P, force d'inertie d'entraînement, directement opposée à la force d'attraction qu'exerce l'astre sur le centre de la terre). On peut donc décomposer cette force en deux autres, l'une dirigée suivant la verticale du point P et l'autre dans le plan horizontal passant par P.

La première aura pour expression :

$$\frac{dV}{d\rho} = \frac{M\rho}{r^3} (3 \cos^2 Z - 1).$$

La seconde aura pour expression :

$$\frac{dV}{\rho dz} = \frac{3}{2} \frac{M\rho}{r^3} \sin 2Z.$$

Le maximum de la force verticale est $\frac{2 M\rho}{r^3}$, celui de la force tangentielle $\frac{3}{2} \frac{M\rho}{r^3}$.

Les deux expressions contiennent le facteur $\frac{M\rho}{r^3}$. Cherchons sa valeur en fonction de l'intensité de la pesanteur $g$. Si nous appelons T la masse de la terre, comme nous avons pris pour unité de force la constante de la gravitation, c'est-à-dire l'attraction exercée par une masse égale à l'unité sur une autre masse égale à l'unité placée à l'unité de distance, $g = \frac{T}{\rho^2}$.

Donc :

$$\frac{\dfrac{M\rho}{r^3}}{g} = \frac{M}{T}\,\frac{\rho^3}{r^3}.$$

Si l'astre considéré est la lune, on a environ $\frac{M}{T} = \frac{1}{81}$ ; $\frac{\rho}{r} = \frac{1}{60}$.

L'expression précédente a pour valeur $\frac{1}{17\,500\,000}$.

Le maximum de la force verticale est donc environ les neuf millionièmes de la pesanteur et le maximum de la force horizontale les onze millionièmes de la pesanteur.

S'il s'agit du soleil $\frac{M}{T} = 33\,342$, $\frac{\rho}{r} = \frac{1}{23\,429}$.

$\frac{M}{T}\,\frac{\rho^3}{r^3} = \frac{1}{38\,630\,000}$, c'est-à-dire sensiblement la moitié de la valeur trouvée pour la lune.

***Importance de la composante horizontale.*** — La composante verticale de la force génératrice de la marée, qui n'est qu'une infime partie de la pesanteur, ne peut avoir aucune action pour troubler l'équilibre d'une particule qui repose sur la terre. Elle est incapable de soulever un grain de poussière.

Au contraire, la composante horizontale peut avoir une action très sensible sur une grande masse liquide, la mobilité des molécules leur permettant d'obéir à toute impulsion, quelque petite qu'elle soit (1).

***Remarque sur la périodicité de la marée.*** — La hauteur du niveau de la mer au-dessus de la surface d'équilibre n'est fonction que des positions relatives du soleil, de la terre et de la lune. Les autres astres sont à une distance trop grande de la terre pour avoir une action. Elle doit, par suite, redevenir la même au bout de la période qui ramène la même position des trois astres.

Cette période, qui est aussi la période des éclipses, et qu'on appelle le *saros*, est d'environ dix-huit ans onze jours.

On constate en effet que, si l'on prend des annuaires de marée à dix-huit ans d'intervalle, on retrouve à peu près les mêmes nombres pour des dates différant de onze jours.

(1) Cette action perturbatrice cause une déviation de la verticale qui ne dépasse pas 0",02.

**Explication élémentaire de la force génératrice de la marée.** — L'expression analytique de la force génératrice de la marée, telle que nous l'avons établie dans les paragraphes précédents, risquant de ne pas parler suffisamment à l'esprit, j'emprunte à Sir George Darwin les considérations suivantes, qui contribueront à rendre plus familière la notion de la force génératrice de la marée.

On sait qu'un corps en mouvement se meut en ligne droite, à moins qu'il ne soit dévié de la ligne droite par une force extérieure : la résistance qu'il oppose alors à cette déviation est due à l'inertie. On peut ne pas tenir compte du mouvement du corps et supposer qu'il est au repos, à condition d'introduire une force virtuelle, due à l'inertie, et qui équilibre les forces extérieures.

Si l'on noue une corde à une pierre et qu'on la fasse tourner, la corde reste tendue. La tendance naturelle de la pierre à tout instant est de se mouvoir en ligne droite, mais elle est continuellement déviée de la ligne droite par la tension de la corde. Dans ce cas, la force virtuelle due à l'inertie, par laquelle la pierre résiste à la déviation, est appelée *force centrifuge*. En tenant la corde à la main, on se rend très bien compte de la tendance centrifuge de la pierre, par l'effort que la corde exerce sur la main.

Mais la pierre elle-même est continuellement appelée vers l'intérieur du cercle qu'elle décrit par la corde, et cette force s'appelle *force centripète.*

Quand la corde est tendue, la force centripète fait équilibre à la force centrifuge.

Cette simple expérience permet de comprendre le mécanisme par lequel la lune tourne autour de la terre. Il n'y a évidemment pas de lien visible entre les deux corps, mais l'attraction tient lieu de lien invisible. La lune tourne autour de la terre à une distance et à une vitesse telles que la force centripète, due à l'attraction, est exactement compensée par la force centrifuge, due à la vitesse.

La comparaison précédente n'est pas tout à fait exacte. En réalité, la lune ne tourne pas autour du centre de la terre, mais la terre et la lune tournent autour du centre de gravité

commun de la terre et de la lune. Comme la terre est beaucoup plus grosse que la lune, le centre de gravité commun aux deux astres est très près du centre de la terre.

Nous nous approcherions davantage des conditions de la réalité en reliant, par un bâton, une grosse pierre T à une

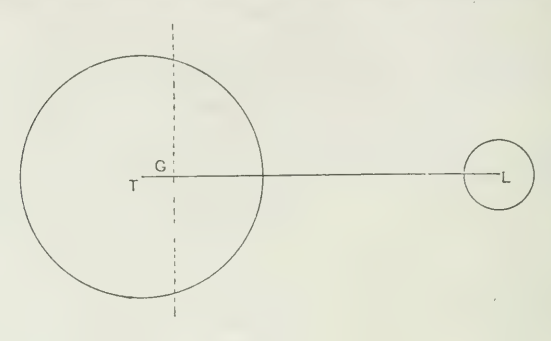



Fig. 70.

petite pierre L. et en faisant tourner l'ensemble sur un pivot passant par le centre de gravité commun G (fig. 70).

Dans ce cas, si l'on considère la lune, il y a équilibre entre la force centripète, due à l'attraction de la terre sur la lune, et la force centrifuge, due à la rotation de la lune autour du point G. Si l'on considère la terre, il y a équilibre entre la force centripète, due à l'attraction de la lune sur la terre, et la force centrifuge, due au mouvement de la terre autour du point G.

L'expérience précédente ne représente encore qu'imparfaitement la réalité. D'abord l'attraction de la lune sur la terre n'est pas assimilable au bâton, qui relie la grosse pierre à la petite. La grosse pierre présente toujours la même face à la petite pierre, et il s'agit bien alors d'un mouvement de rotation autour de l'axe passant par G. Tandis que, dans le cas de la lune et de la terre, la force d'attraction n'est pas un lien matériel, et, en ce qui concerne la terre, le mouvement de révolution autour du point G n'est pas un mouvement de rotation, mais un mouvement de translation. Comme il se produit fréquemment une confusion à sujet, il est bon d'y insister.

La terre tourne autour du point G (en faisant abstraction de sa rotation propre sur elle-même, qui n'a rien à faire pour le moment dans la question) comme le vecteur MN tourne autour du point O, en se transportant parallèlement à lui-même (fig. 71). Chaque point du vecteur MN décrit, à la même vitesse, un cercle de même rayon, mais ces cercles

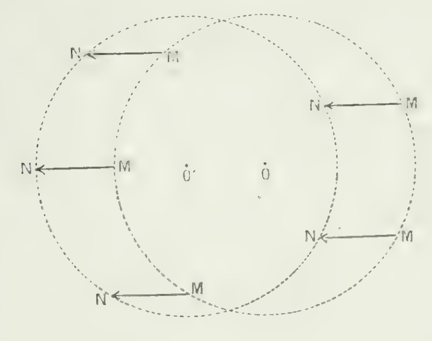



Fig. 71.

n'ont pas le même centre, le point M décrit le cercle de centre O, le point N le cercle de centre O′. Il en est de même pour la terre : chaque particule de la terre décrit, pendant le mouvement de révolution autour du point G, un cercle de même rayon, et à la même vitesse. Les forces centrifuges sont donc à tout instant égales et parallèles pour tous les points de la terre.

Quant à l'attraction qu'exerce la lune sur la terre, elle ne se produit pas, comme se produisait la liaison du bâton avec la grosse pierre T, en un seul point de la terre, elle s'exerce sur toutes les particules terrestres. Comme cette attraction est inversement proportionnelle à la distance, les points de la terre plus rapprochés de la lune seront plus attirés que les particules plus éloignées.

Puisque les forces d'attraction varient d'un point à l'autre elles ne sont pas égales, en tous les points, aux forces centrifuges, qui restent invariables.

Si l'on figure la terre en T et la direction de la lune en L (fig. 72), le point V, situé sur la droite TL entre T et L, sera

à une distance de la lune égale à 59 rayons terrestres, tandis que le point I, situé de l'autre côté de T, sera à une distance égale à 61 rayons terrestres. L'attraction du point V sera donc plus forte qu'au point I.

Comme les forces centrifuges sont égales au point V et au point I, au point V la force d'attraction sera plus grande que la force centrifuge, au point I elle sera plus petite. En d'autres termes, la force résultante, qui est la *force génératrice de la marée*, sera dirigée vers l'astre au point V et sera dirigée en sens contraire au point I.

Au centre de gravité de la terre, l'attraction est égale à la force centrifuge, sans quoi la lune s'éloignerait ou se rapprocherait de la terre.

La force génératrice de la marée en un point donné est

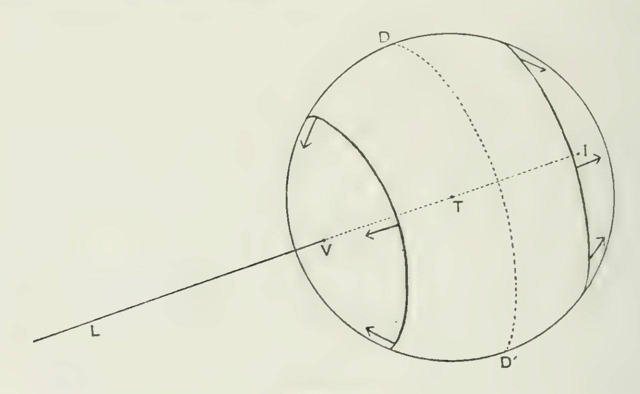



Fig. 72.

donc égale à la différence qui existe entre l'attraction de la lune au centre de gravité de la terre et l'attraction de la lune au point considéré.

Figurons sur la figure 72 les composantes horizontales de la force génératrice suivant deux petits cercles perpendiculaires à LT et situés de part et d'autre du cercle DD′, dont tous les points ont la lune à l'horizon. Le point V et le point I, qui ont la lune au zénith et au nadir, verront, sous l'influence des composantes horizontales, l'eau affluer vers

eux, tandis que les points qui ont la lune à l'horizon verront l'eau s'éloigner d'eux.

En supposant donc la terre entièrement couverte d'eau, la forme que prendrait la surface liquide sous l'action de la lune serait celle d'un ellipsoïde de révolution, dont le grand axe serait dirigé vers notre satellite.

## THÉORIE DE NEWTON, OU THÉORIE STATIQUE DES MARÉES.

C'est Newton qui, le premier, a basé la théorie des marées sur les considérations théoriques développées aux paragraphes précédents. Mais, pour que la surface liquide recouvrant la terre prenne la forme de l'ellipsoïde de révolution dont nous venons de parler, il faudrait qu'à chaque instant l'*équilibre ait le temps de se produire*, et c'est la raison pour laquelle la théorie de Newton est aussi appelée *théorie statique des marées*.

A l'action de la lune se superpose celle du soleil, qui est moins intense, et le changement des positions relatives de ces deux astres a pour effet une variation de l'amplitude des mouvements alternatifs de l'eau.

Cette théorie rend compte des principales manifestations

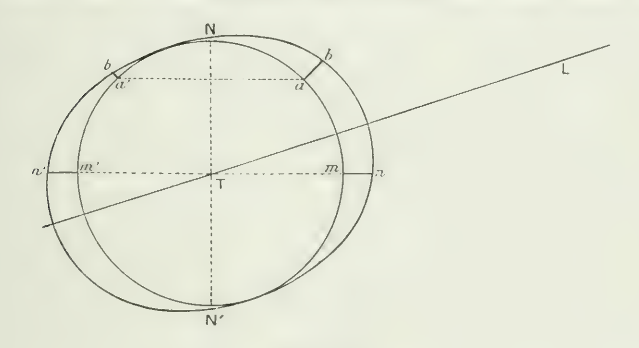



Fig. 73.

du phénomène. Elle montre, en faisant intervenir maintenant la rotation de la terre sur elle-même, qu'il doit se produire deux marées par jour, d'amplitudes différentes, sauf

à l'équateur et aux pôles, lorsque l'astre perturbateur n'est pas dans le plan de l'équateur. En effet, lorsque l'axe de l'ellipsoïde est incliné sur l'équateur (fig. 73), les points situés sur le parallèle *a* et *a'* éprouvent deux pleines mers *ab* et *a'b'* nettement différentes, tandis que les lieux situés sur l'équateur éprouvent deux pleines mers égales *mn*, *m'n'*.

On constate, en effet, presque en tous lieux, ainsi que nous l'avons indiqué, une inégalité diurne entre deux marées de période semi-diurne.

Les marées doivent avoir une amplitude maximum aux époques de pleine et de nouvelle lune, car alors les actions lunaires et solaires s'ajoutent. La vive-eau, qui correspond aux syzygies, et la morte-eau, qui correspond aux quadratures, s'expliquent ainsi.

Les marées doivent être faibles dans les régions polaires, puisque le soleil et la lune restent toujours au voisinage de l'équateur.

Toutefois la théorie de Newton n'explique pas des particularités très importantes du phénomène. L'amplitude du mouvement résultant de l'action des deux astres ne devrait pas atteindre 1 mètre, et l'on observe des marées dépassant 15 mètres. La pleine mer qui, à l'époque des syzygies, devrait avoir lieu au moment du passage simultané de la lune et du soleil au méridien, se produit avec un retard, différent suivant le point de la terre considéré. Ce retard est l'établissement du port, que nous avons défini précédemment.

Le maximum de la vive-eau est en retard sur l'époque des syzygies, et ce retard, qui peut s'élever à quatre jours, est désigné, comme nous le savons, par le terme d'âge de la marée.

L'inégalité diurne, qui devrait être très forte par les latitudes moyennes, est à peine sensible sur les côtes d'Europe, tandis qu'elle est très accentuée en certaines régions équatoriales, où elle devrait être nulle.

Le défaut primordial de la théorie statique est d'admettre que, sous l'influence de forces variables, la surface des mers est, à chaque instant, celle qui correspondrait à un état d'équilibre.

C'est au géomètre français Laplace que revint l'honneur d'aborder le problème au point de vue dynamique.

### THÉORIE DE LAPLACE. — PRINCIPES DE L'ANALYSE HARMONIQUE DES MARÉES.

La formule complète de la marée est inaccessible à l'analyse directe. Laplace tenta de la trouver empiriquement, en établissant *a priori* une relation entre les forces astronomiques et le mouvement de la mer, tel qu'il est observé.

Cette relation résulte des principes suivants, dont la démonstration rigoureuse n'a pas encore pu être faite, mais dont l'application conduit à des formules qui donnent la solution du problème, ainsi que la pratique l'a vérifié :

1° Sous l'influence d'une force perturbatrice de l'équilibre, rigoureusement périodique, le mouvement du niveau de la mer est périodique et a la même période que la force.

2° Lorsque plusieurs forces agissent simultanément, leurs actions s'ajoutent et peuvent, par suite, être évaluées séparément.

Ce deuxième principe n'est applicable que si le phénomène, en se manifestant, ne change pas sensiblement les conditions de sa manifestation. Sa légitimité résulte d'un principe de mécanique, appelé *principe de la superposition des petits mouvements*, qui peut s'énoncer ainsi :

Toutes les fois que les déplacements d'un point matériel sont assez petits pour que l'expression de la force reste indépendante de la position momentanée du point et dépende seulement de sa position moyenne, on peut évaluer séparément l'effet de chaque force et obtenir l'effet total en additionnant les effets partiels calculés isolément.

3° L'amplitude du mouvement d'oscillation est proportionnelle à celle de la force.

4° L'oscillation du niveau des mers a une avance ou un retard constant sur la variation périodique de la force.

Dès lors, lorsqu'on connaît l'expression de la force perturbatrice de l'équilibre, il faut la décomposer en termes exacte-

ment périodiques. Chacun de ces termes pourra être considéré comme l'expression d'une force périodique, et à chacune d'elles, d'après le premier principe, correspondra un mouvement périodique du niveau de la mer, qui aura la même période que cette force. Ce mouvement périodique du niveau de la mer est ce qu'on appelle une *onde*.

D'après le deuxième principe, la marée sera la somme de tous ces mouvements périodiques, de toutes ces ondes.

D'après le troisième principe, les amplitudes des diverses ondes sont proportionnelles aux intensités des forces auxquelles elles correspondent. Le coefficient de proportionnalité de l'intensité de la force à l'amplitude de l'effet produit est une fonction des circonstances locales. Des circonstances locales dépend aussi le retard ou l'avance des oscillations de la mer sur les forces qui les produisent. Les amplitudes, ainsi que le retard ou l'avance des ondes, ne peuvent pas être calculées : on les déduira empiriquement des observations faites au point considéré.

Le problème, tel que nous venons de le poser, revient à décomposer le potentiel de la force perturbatrice de l'équilibre en termes périodiques, de la forme $C \cos qt$ (1).

A tout terme de cette forme correspond un mouvement du niveau de la mer, de forme $H \cos (qt - K)$.

Une courbe telle que $H \cos (qt - K)$ s'appelle une *onde*.

H est la *demi-amplitude* de l'onde. D'après les principes de Laplace, H est proportionnel à C, coefficient astronomique :

$$H = P. C.$$

$qt$ est l'*argument* de l'onde, $t$ est le temps moyen, $q$ est la *vitesse angulaire* de l'onde.

K est la *situation* de l'onde ou la *phase*.

Il est évident que l'ordonnée de l'onde reprend les mêmes valeurs au bout d'un temps $T = \frac{360}{q}$.

Ce temps T est la *période* de l'onde.

(1) On vérifie facilement en effet que, lorsqu'une force est périodique, l'expression de son potentiel a une forme périodique de même période que cette force.

Si donc nous arrivons à décomposer le potentiel V en une série de termes périodiques, dont l'argument varie proportionnellement au temps moyen, et dont les amplitudes soient constantes, c'est-à-dire tels que l'on ait :

$$V = C_1 \cos q_1 t + C_2 \cos q_2 t + C_3 \cos q_3 t + \ldots\ldots,$$

l'ordonnée du niveau de la mer au même instant $t$ sera :

$$y = P_1C_1 \cos (q_1 t - K_1) + P_2C_2 \cos (q_2 t - K_2) + P_3C_3 \cos ((q_3 t - K_3) + \ldots\ldots$$

Le développement du potentiel fournissant les valeurs de $C_1\, q_1$, $C_2\, q_2$, $C_3\, q_3$ ..... nous n'aurons plus, pour connaître tous les éléments du mouvement de la mer, qu'à déduire de l'observation $P_1K_1$, $P_2K_2$, $P_3K_3$ ..... et, une fois en leur possession, nous pourrons calculer, à un instant quelconque, la valeur de $y$. C'est le but que l'on se proposait d'atteindre.

Laplace a eu l'idée du développement du potentiel en termes périodiques, mais il ne l'a pas effectué. C'est sir W. Thomson (lord Kelvin) qui l'a donné le premier et l'a rendu utilisable, en indiquant le moyen de rechercher, par l'observation, l'amplitude et la situation de chacune des ondes, dont la période est déterminée par le développement analytique.

L'analyse des marées, faite d'après les principes précédents, a reçu le nom d'*analyse harmonique des marées*. Elle donne lieu à des calculs fort longs, heureusement simplifiés, dans la pratique, par une machine à calculer les ondes.

### REMARQUES SUR LA THÉORIE PRÉCÉDENTE.

D'après ce qui précède, l'explication des marées ne doit pas être cherchée dans la variation périodique de l'intensité de la pesanteur, mais dans la variation de la direction de la pesanteur, sous l'action de la composante horizontale de la force perturbatrice de l'équilibre.

L'explication de Newton, d'après laquelle la mer prend la forme d'équilibre qui convient aux valeurs et aux directions actuelles de la pesanteur, ne tient pas compte de l'inertie de la masse liquide. Cette inertie est pourtant apparente

dans des phénomènes très familiers. Par exemple, le vent est la cause première des ondulations de la surface de la mer, vagues et lames, que nous avons étudiées chapitre VII. Une fois le vent tombé, le mouvement ondulatoire, qui prend le nom de houle, persiste pendant des heures et des jours. Si un mouvement comme la houle peut persister longtemps après qu'a cessé la cause qui lui a donné naissance, la théorie statique des marées, qui suppose à chaque instant l'équilibre atteint dans l'onde formidable de la marée, ne peut pas fournir une explication satisfaisante du phénomène.

Les marées peuvent être considérées comme le résultat d'une résonance, sous l'influence d'une force horizontale périodique. La théorie des marées se relie d'une façon rigoureuse à celle des oscillations d'une masse liquide. Une masse liquide, contenue dans un vase ou un bassin et présentant une surface libre, prend, lorsqu'elle a été momentanément dérangée de sa position d'équilibre, des mouvements que l'on peut décomposer en séries d'oscillations de périodes déterminées.

Ces périodes dépendent de la forme et de la dimension du vase contenant le liquide, ainsi que de la densité de celui-ci. Comme pour les harmoniques d'une corde vibrante, leur nombre est illimité, mais leurs valeurs ne sont pas quelconques. Ces oscillations sont dites *propres*, par opposition avec les oscillations *contraintes*, que provoquent des forces périodiques, quand le liquide est soumis à leur action. Quelque faibles que soient ces forces, les oscillations contraintes prennent une grande amplitude, si leur période est voisine d'une de celles des oscillations propres. C'est là le phénomène de la résonance, dont l'acoustique offre des exemples bien connus.

Si une mer presque fermée est susceptible d'une oscillation propre, dont la période correspond à celle d'une des forces astronomiques qui agissent sur elle, il doit s'y produire une marée où cette oscillation domine.

On peut s'expliquer ainsi que les oscillations semi-diurnes puissent prédominer en certains points et qu'en d'autres

les oscillations diurnes aient une grande amplitude (1). Les grandes marées qui s'observent dans la baie de Fundy seraient dues, d'après les travaux américains, à un synchronisme presque parfait de la vibration propre de la masse d'eau de la baie et de la marée océanique.

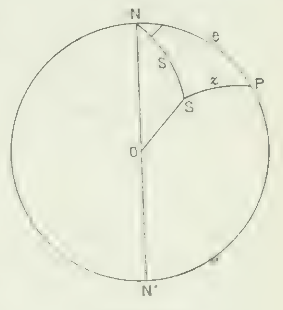


Fig. 74.

***Décomposition du potentiel de la force perturbatrice de l'équilibre en termes périodiques.*** — Il n'entre pas dans le cadre de cet ouvrage d'étudier comment on peut décomposer le potentiel en termes périodiques. Nous nous contenterons de montrer qu'il est logique d'arriver, par ce développement, à des forces périodiques, et par suite à des ondes, de trois sortes.

Nous avons vu que l'expression du potentiel de la force périodique est, à un terme constant près :

$$V = \frac{3}{2} M \frac{\rho^2}{r^3}\left(\cos^2 Z - \frac{1}{3}\right).$$

Or nous pouvons exprimer Z, distance zénithale de l'astre S en fonction de l'angle horaire AH, de la distance polaire $\delta$ et de la colatitude $\theta$. Dans le triangle sphérique PSN (fig. 74), on a :

(1) Les vibrations propres des bassins océaniques et les harmoniques de ces vibrations se manifestent souvent par des irrégularités apparentes dans la courbe de la marée inscrite sur un enregistreur. La marée ne monte ni ne baisse régulièrement, mais par à-coups, dont la période est généralement de quelques secondes, et parfois de plusieurs minutes. On a pu mettre en évidence, en certains points, des périodes d'un quart d'heure et davantage, avec une amplitude atteignant 30 à 50 centimètres. Les seiches des lacs, dont nous avons dit un mot dans la note de la page 145, ne sont que des mouvements vibratoires de cette sorte. Il serait très intéressant, dans cet ordre d'idées, de poursuivre des recherches, en étudiant les anomalies qui peuvent se produire en des points rapprochés. La comparaison des courbes de marégraphes enregistreurs installés en plusieurs points d'une baie, comme la rade de Brest, conduirait certainement à des découvertes importantes. Il est dommage que ce genre d'études soit à peu près abandonné en France, sous le prétexte que les annuaires donnent aujourd'hui la marée avec une exactitude suffisante pour les besoins de la navigation.

$$\cos Z = \cos \delta \cos \theta + \sin \delta \sin \theta \cos AH.$$

En se rappelant que $\cos^2 AH = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \cos 2AH$, on peut transformer l'expression du potentiel en :

$$V = \frac{3}{2} \frac{M\rho^2}{r^3} \left[ \frac{(1 - 3\cos^2\theta)(1 - 3\cos^2\delta)}{6} + \frac{1}{2} \sin 2\theta \sin 2\delta \cos AH \right.$$
$$\left. + \frac{1}{2} \sin^2\delta \sin^2\theta \cos 2AH \right].$$

L'expression entre crochets contient trois termes. Le premier terme est indépendant de l'angle horaire. Il est lentement variable avec la distance polaire $\delta$. C'est une période de longue durée.

Les deux autres termes contiennent l'angle horaire et le double de l'angle horaire. On peut, pour ces termes, dans une première approximation, supposer $\delta$ constant, pendant la période qui ramène AH et 2AH aux mêmes valeurs. La période de ces termes est ainsi un jour et un demi-jour de l'astre.

Quand nous aurons remplacé les variables $\delta$, AH et $r$ de la formule précédente, qui ne varient pas proportionnellement au temps, en fonction d'éléments astronomiques variant proportionnellement au temps, c'est-à-dire quand nous aurons développé le potentiel en termes exactement périodiques, nous nous trouverons en présence de trois familles d'ondes :

1° Les ondes semi-diurnes, dans lesquelles la période a une valeur voisine de douze heures ;

2° Les ondes diurnes, dans lesquelles la période a une valeur voisine de vingt-quatre heures ;

3° Les ondes à longue période.

On fait généralement état d'une vingtaine d'ondes.

Remarquons que, dans le terme diurne du potentiel, entre le facteur $\sin 2\delta$, $\delta$ étant la distance polaire de l'astre, ce facteur est nul, lorsque l'astre est à l'équateur ($\delta = 90°$, $2\delta = 180°$). Il est maximum lorsque la distance polaire est minimum, c'est-à-dire lorsque la déclinaison de l'astre est maximum. Comme nous l'avons indiqué page 143, les marées diurnes sont, au cours d'un mois, les plus fortes lorsque la déclinaison de la lune est maximum.

Le terme semi-diurne est maximum lorsque $\delta$ est égal à 90°, c'est-à-dire lorsque l'astre est à l'équateur. Toutes choses égales d'ailleurs, les marées semi-diurnes sont plus fortes quand la déclinaison du soleil est voisine de 0 (*marées d'équinoxe*).

***Astres fictifs.*** — On peut dire aussi que l'analyse harmonique des marées revient à substituer au soleil et à la lune, dont les mouvements sont irréguliers, des *astres fictifs*, aux mouvements parfaitement périodiques et réguliers. Chacun de ces astres fictifs donne naissance à une marée beaucoup plus simple que la marée réelle, qui est la somme de toutes ces marées particulières.

Par exemple, la principale onde semi-diurne, appelée *onde lunaire principale semi-diurne*, est due à une lune fictive, qui tournerait autour de la terre, en restant toujours dans l'équateur et à la même distance de la terre.

Une autre onde semi-diurne est l'*onde solaire principale semi-diurne*, qui prendrait naissance, si la terre tournait autour du soleil, en restant dans le plan de l'équateur et toujours à la même distance du soleil.

***Ondes d'ordre supérieur et ondes composées.*** — Lorsqu'on a fait la somme des ondes astronomiques déduites du calcul et de l'observation en un lieu donné, on ne reproduit pas toujours exactement la courbe de la marée en ce lieu.

L'expérience a montré que, pour reproduire d'une façon suffisamment exacte la courbe de la marée, telle qu'elle s'observe sur le rivage, il faut ajouter aux ondes principales deux sortes d'ondes :

1° Les *ondes d'ordre supérieur*, dont les vitesses angulaires sont le double, le triple, le quadruple... de la vitesse de l'onde principale et dont les coefficients sont le carré, le cube, la quatrième puissance... du coefficient astronomique de l'onde principale : leur période la moitié, le tiers, le quart... des ondes dont elles dérivent.

2° Les *ondes composées* dont les arguments sont la somme et la différence de ceux des ondes principales et dont les coefficients sont les produits de ceux des ondes principales.

Dans la pratique, il suffit de considérer un très petit nombre d'ondes d'ordre supérieur ou d'ondes composées pour reproduire la marée réelle.

L'introduction de ces ondes supérieures ou composées ne satisfait pas complètement l'esprit, et, quelles que soient les considérations théoriques qu'on puisse invoquer pour rendre légitime leur introduction dans les calculs, il semble bien qu'on ne les prenne en considération que pour « faire coller » la réalité avec la théorie.

## *CHAPITRE X*

# LES COURANTS DE LA MER

### COURANTS ET DÉRIVES.

Il semble que les océanographes et les marins n'attribuent pas le même sens au mot courant. Pour ceux-ci, il n'y a courant que si la vitesse est appréciable en navigation : pour fixer les idées, si le courant a une vitesse d'au moins un nœud ou un demi-nœud (24 milles ou 12 milles par jour).

Pour les océanographes, il y a courant quand la mer a un mouvement déterminé dans un sens, ce mouvement serait-il extrêmement lent, d'une vitesse d'un mille par jour, et même beaucoup moins.

On comprend que les cartes de courants, dressées par les océanographes, ne correspondent parfois pour les marins à aucune réalité tangible. Peut-être y aurait-il lieu de réserver le mot de *dérive* aux courants très lents. Mais il faut bien remarquer qu'une dérive extrêmement lente, quoique n'ayant aucune importance pour la navigation, peut avoir pour l'économie générale du globe de grandes conséquences (modifications thermiques, transport de plancton, migration des peuples, etc.).

Sur la carte schématique de la figure 75, nous avons essayé de séparer des dérives les courants importants pour la navigation.

### COURANTS DE L'OCÉAN ATLANTIQUE NORD.

***Courant équatorial.*** — Sous l'effet des alizés du nord-est et du sud-est, il se forme, dans les régions équatoriales

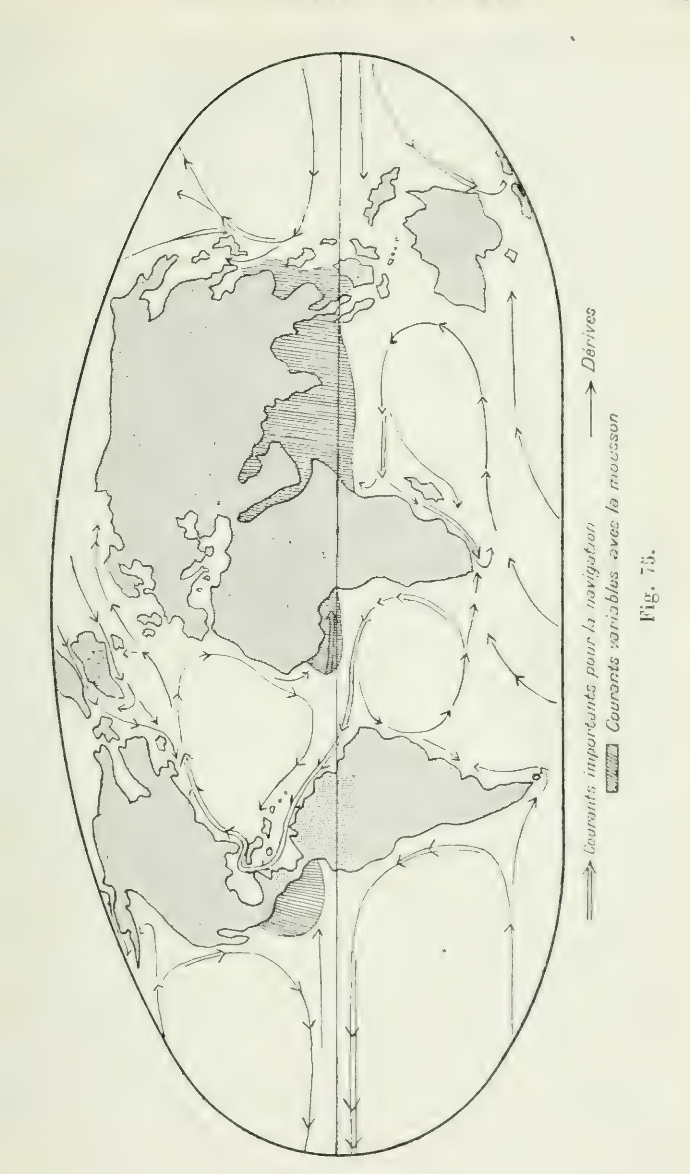

Courants importants pour la navigation
Dérives
Courants variables avec la mousson

Fig. 75.

atlantiques, deux grands courants dirigés vers l'ouest, qui traversent l'océan, de l'Afrique vers l'Amérique. Ils couvrent une étendue de plus de 15° de latitude. On les appelle le *courant équatorial du nord* ou le *courant équatorial du sud*, suivant qu'ils doivent leur naissance aux alizés de l'hémisphère nord ou de l'hémisphère sud. De ces deux courants, le plus fort est le courant du sud. Il prend naissance au large de la côte d'Afrique, au sud de la côte de Guinée et commence son cours à la vitesse d'environ 15 milles par jour. Peu à peu sa direction s'incline vers le nord, et sa vitesse augmente progressivement, au point d'atteindre couramment, au voisinage de la côte de l'Amérique du Sud, une vitesse de 60 milles par jour. Au cap San-Roque, le courant se bifurque en deux branches : la principale suit la côte de Guyane, l'autre s'infléchit vers le sud.

Le courant équatorial du nord prend naissance à la hauteur des îles du Cap-Vert. Sa vitesse est moins forte que celle du courant équatorial du sud.

Entre les deux courants équatoriaux, on trouve un *contre-courant*, qui se dirige vers l'est. L'étendue et la force de ce contre-courant suivent les variations saisonnières de la mousson du sud-ouest, qui souffle depuis le cap des Palmes et la côte de Libéria jusqu'au fond du golfe de Guinée : le maximum du courant s'observe en juillet et en août ; on commence à le ressentir alors à l'ouest du 15e méridien de longitude ouest, tandis qu'en novembre et en décembre il ne s'écarte pas des côtes d'Afrique. Ses eaux sont généralement moins salées que celles des courants équatoriaux, car les pluies sont très fréquentes dans la région où il se manifeste.

A l'ouest de la région occupée par le contre-courant, les deux courants équatoriaux du nord et du sud se réunissent. Une grande partie du courant résultant s'écoule dans la mer des Antilles à travers les détroits qui séparent les îles et côtoie, à une vitesse qui dépasse parfois 60 milles par jour, l'extrémité de la presqu'île de Yucatan. A part un léger courant qui fait tout le tour du golfe du Mexique (1), elle

(1) L'existence de ce courant est d'ailleurs discutée.

gagne alors directement la côte nord de Cuba et forme, dans le détroit de la Floride, le plus remarquable de tous les courants océaniques, le *Gulf-Stream*.

La partie du courant équatorial, qui n'entre pas dans la mer des Antilles, longe, à une vitesse modérée (8 à 20 milles par jour), les côtes nord de Porto-Rico, d'Haïti, de Cuba, passe au sud des Bahamas, rejoint le Gulf-Stream au large de la côte de Floride et lui ajoute ses eaux.

**Le Gulf-Stream.** — Le Gulf-Stream, au sortir du détroit de la Floride, coule vers le nord jusqu'au parallèle de 31° (1). Entre les latitudes de 31° et de 32°, il s'incurve franchement vers l'est-nord-est, puis reprend une direction intermédiaire entre le nord-nord-est et le nord-est jusqu'au cap Hatteras. Jusque-là, la position moyenne du maximum de courant est située à une distance d'une quinzaine de milles au large de l'isobathe de 200 mètres ; sa largeur totale est d'une quarantaine de milles. A partir du cap Hatteras, le courant s'élargit rapidement et s'incurve plus à l'est, pour chercher les eaux profondes. Le Gulf-Stream proprement dit prend fin dans une région située à peu près à 60 à 80 milles au large de l'île Nantucket et à 120 à 150 milles au sud de la Nouvelle-Écosse. Il a alors une largeur d'environ 250 milles. Plus loin, ce n'est plus un courant appréciable pour la navigation, mais une simple dérive.

L'eau du Gulf-Stream est de couleur indigo foncé, et on peut parfaitement reconnaître à vue ses limites, surtout du côté de la côte d'Amérique. Ses bords sont souvent marqués par des franges d'écume. Dans les saisons froides, l'évaporation, causée par la différence entre sa température et celle de l'air, fait « fumer » l'eau, phénomène appelé *barber* en météorologie. Le courant charrie une quantité d'algues, communément désignées sous le nom d'*herbes du golfe* (*gulf weed*), bien connues de tous ceux qui ont navigué dans ses eaux.

Dans son parcours des tropiques vers les latitudes plus hautes, sa vitesse est si rapide que ses eaux n'ont pas le

(1) On observe parfois un contre-courant vers le sud-ouest et l'ouest, le long des côtes de la Floride.

temps de se refroidir, et elles restent beaucoup plus chaudes que les eaux voisines. A la sortie du détroit de la Floride, la température du courant est de 28° à 30° ; cette température diminue à peine d'un degré pour un changement de latitude de 10°. L'eau chaude présente cependant par place des bandes d'eau nettement plus froide, orientées parallèlement à l'axe du courant. Lorsqu'on traverse le courant perpendiculairement à son axe, on observe un changement de température beaucoup plus rapide du côté du rivage que du côté du large. Cette chute brusque de tem-

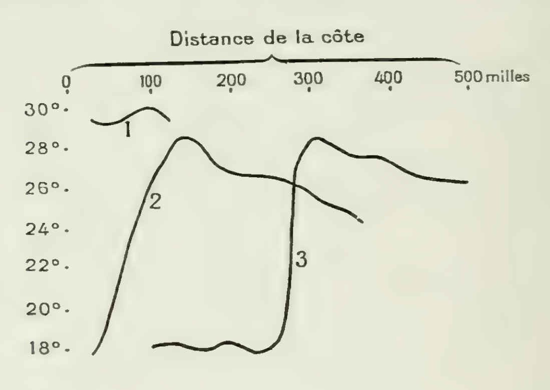



Fig. 76.

pérature, qui borde le Gulf-Stream à l'ouest, a été appelée *cold wall*.

Sur la figure 76, les courbes 1, 2 et 3 indiquent la température de la surface de l'eau de mer, à mesure qu'on se rapproche de la côte. La courbe 1 se rapporte à la région du cap Canaveral par 28° 30′ N : il n'y a aucune chute de température au voisinage de la côte ; la courbe 2 se rapporte au cap Hatteras (latitude 35° N) : à une centaine de milles au large de la côte, la température diminue nettement et tombe de 28° à 18°. La courbe 3, qui correspond à la région de Sandy Hook (latitude 40° N), montre que la chute de température se produit à 250 milles environ de la terre : à cette latitude, le *cold wall* a donc une largeur de 250 milles.

Les recherches des hydrographes américains ont montré que le thermomètre ne peut donner que des indications approchées sur la direction et la vitesse du courant. Il indique bien à peu près les limites du courant, mais la plus grande vitesse ne coïncide pas avec la température la plus élevée, et ce n'est pas parce qu'on traverse une région d'eau froide qu'on a quitté le courant dirigé vers le nord-est.

La vitesse du Gulf-Stream varie, avec les saisons, suivant les variations d'intensité des alizés, auxquels il doit largement son origine, comme nous l'avons dit.

La vitesse du courant, dans les conditions moyennes, est la suivante :

| Position. | Vitesse moyenne dans toute la largeur. | Vitesse dans l'axe. |
|---|---|---|
| Entre Key-West et La Havane | 1 nœud 1 | 2 nœuds 1/4 |
| Au large du cap Canavéral... | 2 nœuds 1/4 | 3 nœuds 5 |
| Au large du cap Hatteras..... | 1 nœud 1/2 | 2 nœuds |

Le maximum de vitesse observé a été de 5 nœuds un quart.

A titre de comparaison, il est intéressant de noter que les fleuves les plus rapides ont une vitesse inférieure. Par exemple, la Seine à Paris n'a qu'une vitesse d'un nœud ; la vitesse du Rhône à Lyon varie de 0 nœud 8 à 3 nœuds ; le Nil, le Mississipi ont une vitesse de 3 nœuds. La vitesse du Rhin varie de 3 à 5 nœuds.

Le Gulf-Stream est donc, sur une longueur de plus de 1 000 kilomètres, plus rapide que la plupart des fleuves terrestres.

Dans le voisinage de la terre, il existe une variation très nette de vitesse aux différentes heures de la journée, variation qui peut atteindre 2 nœuds et qui est due à la marée, le maximum de courant ayant lieu deux heures environ après la pleine mer. Un autre effet noté est que le courant est plus étroit et plus rapide quand la déclinaison de la lune est nulle, tandis qu'il est plus large et moins rapide quand la déclinaison de la lune est maximum.

Les variations du Gulf-Stream avec la profondeur sont parfois très irrégulières. Presque toujours, c'est à la surface

que le courant est plus rapide, mais il arrive que le maximum de vitesse s'observe à 30 mètres et même à 100 mètres de profondeur. Un contre-courant, portant au sud, a été observé au voisinage du fond.

Les observations de température montrent que le courant, à mesure qu'il se développe en largeur, perd de la profondeur. C'est ainsi que, par le travers du cap Hatteras, la température est, à la surface, de 27° et de 14° à 900 mètres de profondeur. La température de la surface, 120 milles plus loin, est de 26°, mais les températures de 14° ne descendent pas plus bas que 700 mètres.

***Dérive de l'Atlantique nord.*** — A l'est du méridien de Terre-Neuve, le Gulf-Stream à proprement parler n'existe plus. Mais les vents d'ouest, dominant à ces latitudes, créent à la surface de l'océan une lente dérive, qui pousse les eaux relativement chaudes et salées vers les rivages de l'Europe et jusqu'à de hautes latitudes. En moyenne, cette dérive n'a pas une vitesse de 10 milles par jour. A la hauteur des Açores, la dérive se divise peu à peu en deux branches : l'une va baigner les côtes d'Angleterre et de Norvège, qui lui doivent la douceur de leur climat, et pénètre finalement dans la mer Polaire (Voir les isothermes de l'eau de mer marquées sur la carte de la figure 77, qui indiquent bien l'axe de la dérive) ; l'autre branche se dirige vers le sud-est, entraînant des eaux relativement froides dans la direction des côtes africaines (1) ; elle suit les côtes du Maroc et de la Mauritanie, pour finir par rejoindre le courant équatorial du nord (*courant des Canaries*). Une partie toutefois continue à longer les côtes de la Guinée et rejoint le contre-courant équatorial dont nous avons parlé.

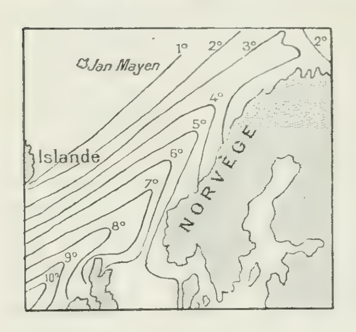



Fig. 77.

(1) On observe souvent des différences de plus de 4° entre la température de la mer au voisinage des côtes et au large.

***Mer des Sargasses.*** — Le courant équatorial du Nord, le Gulf-Stream, la dérive de l'Atlantique Nord, le courant des Canaries constituent un vaste circuit tournant dans le sens des aiguilles d'une montre et à l'intérieur duquel les eaux de l'océan ne présentent pas de courant appréciable. Cette partie centrale où flottent une grande quantité d'algues, appelées raisins des tropiques ou sargasses, s'appelle la *mer des Sargasses.* On sait que, quand les compagnons de Colomb virent cette mer couverte d'herbes, ils crurent être arrivés aux limites de l'océan navigable. L'étendue de la mer des Sargasses est naturellement variable, et ses limites sont assez peu précises. C'est surtout entre les parallèles de 21° et 35° N et les méridiens de 40° W et 73° W que l'on rencontre le plus de sargasses.

### COURANTS DE L'ATLANTIQUE SUD.

La branche du courant équatorial, qui tourne vers le sud au cap San-Roque, porte le nom de *courant du Brésil*, et coule à une vitesse qui atteint rarement 20 milles par jour jusqu'à la latitude de Rio-de-Janeiro. Là elle s'éloigne de terre, s'incurve peu à peu vers le sud et vers l'est et coule dans la direction de l'Afrique, à la latitude de Tristan da Cunha. Sa vitesse atteint alors, sous l'effet des « braves » vents d'ouest qui soufflent dans ces parages, une vitesse d'environ 20 milles par jour. Une fois arrivées au cap de Bonne-Espérance, les eaux remontent vers le nord sous la forme du *courant froid du Benguela*, qui atteint parfois la vitesse de 30 à 35 milles par jour. Les eaux de ce courant entraînent vers l'équateur les eaux boueuses et les bois flottés du Congo ; elles finissent par rejoindre le courant équatorial du sud, dont elles abaissent parfois la température d'une façon très sensible, et le circuit de l'Atlantique sud est ainsi fermé.

### COURANTS DE L'OCÉAN PACIFIQUE NORD.

Comme dans l'Atlantique, les eaux de l'océan Pacifique, dans la région comprise entre les tropiques, ont un mouve-

ment général vers l'ouest, dû aux alizés. Les deux courants équatoriaux sont aussi séparés par un contre-courant dirigé vers l'est, large d'environ 300 milles. La position moyenne de ce *contre-courant équatorial* est située quelques degrés au nord de l'équateur.

La plus grande portion du courant équatorial du nord, après avoir passé les îles Mariannes, se dirige vers la côte orientale de Formose (1), puis s'infléchit vers le nord pour former un courant, que les Japonais appellent le *Kuro-Shivo*. Ce courant, dont les eaux foncées et salées charrient une sorte de sargasse, transporte rapidement vers le nord les eaux chaudes des tropiques et présente beaucoup d'analogies avec le Gulf-Stream.

Le volume du Kuro-Shivo varie suivant la mousson : il augmente pendant la saison des vents du sud-ouest et diminue pendant la saison des vents de nord-est. Une branche entre dans la mer du Japon par le détroit de Tsoushima, et augmente la densité des eaux sur les côtes occidentales du Japon, mais le courant principal s'infléchit vers l'est, court parallèlement à la côte sud du Japon et atteint sa plus grande vitesse à la hauteur de l'île Kiou-Siou, où l'on observe en général 2 à 3 nœuds. Au delà de Yokohama, la largeur du courant augmente, tandis que sa vitesse diminue. Dans le Kuro-Shivo, comme dans le Gulf-Stream, le thermomètre donne des indications assez approchées sur les limites du courant. Vers 146° E et 40° N, le Kuro-Shivo se divise en deux parties : l'une, appelée le *courant du Kamtschatka*, coule vers le nord-est dans la direction des îles Aléoutiennes, et son influence se fait sentir jusqu'à une haute latitude. La deuxième branche continue vers l'est, en diminuant de vitesse, et n'est plus sensible à partir du 180e méridien.

Un contre-courant froid du courant du Kamtschaka sort de la mer de Behring, coule vers le sud et le sud-ouest en suivant les îles Kouriles, la côte orientale de Yeso et de Hondo, apportant des eaux froides qui contrastent avec les eaux

(1) Il ne franchit pas les détroits des Philippines et ne pénètre pas dans la mer de Chine, où les eaux restent relativement douces.

chaudes du Kuro-Shivo. Les Japonais appellent ce courant froid l'*Oya-Shivo.*

Sur la côte Pacifique de l'Amérique du Nord, depuis la latitude de 50° N. jusqu'à l'entrée du golfe de Californie par 23° N, un courant froid, large de 200 à 300 milles, coule vers le sud, à la vitesse de trois quarts de nœud. Il est généralement plus rapide près de terre qu'au large. On l'appelle *courant de Californie.* Il suit la direction de la côte vers le sud-sud-est, mais commence à s'incliner vers le sud et le sud-sud-ouest, dès la hauteur de Monterey. A la hauteur du cap San-Lucas, il est orienté vers le sud-ouest pour rejoindre les eaux du courant équatorial.

Sur la côte du Mexique, du cap Corrientes (20° N) au cap Blanco (10° N), il existe des courants variables, produits par les vents dominants. Pendant la saison sèche (janvier-mars), les courants se dirigent généralement vers le sud-est ; durant la saison des pluies (mai-octobre), les courants se dirigent vers le nord-ouest.

### COURANTS DE L'OCÉAN PACIFIQUE AUSTRAL.

Le *courant équatorial du sud* règne, entre les latitudes de 4° N et 10° S, sur une vaste région qui s'étend depuis le continent américain jusqu'au 180e méridien. Il coule vers l'ouest, avec une vitesse qui augmente peu à peu à mesure qu'on s'éloigne du rivage, et qui peut dépasser 24 milles par jour (1).

A la hauteur des îles Samoa, tandis qu'une branche continue vers l'ouest jusqu'auprès de la Nouvelle-Guinée, une autre branche s'incurve vers le sud-ouest et le sud et, sous le nom de *courant d'Australie*, longe la côte est de l'Australie jusqu'à la latitude de 35°, où il s'incurve vers l'est pour se perdre dans les courants dus aux vents dominants.

Entre le parallèle de 40° et 50° S, sous l'influence des vents d'ouest très fréquents à cette latitude, on observe, sinon un véritable courant, mais une dérive portant vers

(1) Des vitesses de 100 milles par jour (plus de 4 nœuds) ont été parfois signalées.

l'est jusqu'aux côtes du Chili. En arrivant auprès des côtes, le courant se précise et se divise en deux branches. La première, connue sous le nom de *courant du cap Horn*, entraîne au sud de la Terre de Feu des eaux relativement chaudes. La deuxième, connue sous le nom de *courant du Pérou* ou de *Humboldt*, coule vers le nord-est, dans la direction de Valdivia et de Valparaiso, et suit généralement la direction des côtes du Chili et du Pérou, bien que parfois elle porte directement vers la terre, constituant ainsi un grand danger pour la navigation. Au nord de Valparaiso, le courant a une centaine de milles de large, sa vitesse dépasse rarement 15 à 20 milles par jour, et il est surtout reconnaissable à sa basse température. A la hauteur de Payta, il quitte nettement les côtes américaines, se dirige vers les îles Galapagos et se perd dans le courant sud-équatorial. Un contre-courant, portant au sud, a été signalé auprès de terre, à plusieurs reprises.

COURANTS DE L'OCÉAN INDIEN.

Dans l'océan Indien, au nord de l'équateur, les courants sont très irréguliers : les brises variables, les changements des moussons produisent des courants, dont la direction dépend de celle du vent qui les produisent. Mais la forme des côtes exerce aussi son influence. Les courants dus à la mousson peuvent être très forts, et on a observé des vitesses de 60 milles par jour.

Au sud de l'équateur, les alizés de sud-est donnent naissance, comme dans les autres océans, à un *courant équatorial* dirigé vers l'ouest. En atteignant à peu près le méridien de l'île Rodriguez, une branche se dirige vers le sud-ouest et passe au sud de Madagascar, où elle a une largeur d'environ 480 milles. Sa largeur diminue ensuite, et elle va se perdre dans le courant des Aiguilles, dont il sera question plus loin.

La branche principale du courant équatorial contourne le nord de Madagascar, où l'on observe une vitesse de 30 milles par jour, atteint la côte d'Afrique à la hauteur du cap Delgado, et se divise alors en deux branches : l'une suit la côte

africaine vers le nord, et, dans la saison de la mousson de sud-ouest, se perd dans la grande dérive générale vers l'est et le nord-est, qui pousse les eaux de l'océan Indien septentrional vers les rivages de l'Asie ; pendant la mousson de nord-est, le courant vers le nord est vite arrêté, et il se forme, à peu près sur l'équateur, entre les courants équatoriaux du nord et du sud, un contre-courant portant vers l'est, qui occupe d'ailleurs une aire très étroite.

La deuxième branche du courant équatorial du sud s'infléchit vers le sud, suit le canal du Mozambique et forme, à partir de Port-Natal, le *courant des Aiguilles*, courant chaud qui borde la côte orientale de l'Afrique du Sud et qui atteint entre Port-Natal et la baie d'Algoa une vitesse de 40 à 50 milles par jour, et quelquefois davantage (1). Pendant les mois d'été, ses effets se font sentir plus loin à l'ouest ; en hiver, il diminue de force et d'étendue. La rencontre des eaux chaudes du courant des Aiguilles avec les eaux froides des hautes latitudes est souvent marquée par une mer agitée et par des températures de surface très variables d'un endroit à l'autre.

En arrivant sur la partie sud du banc des Aiguilles, la plus grande partie du courant est infléchie vers le sud, le sud-est et l'est, où son influence chaude se fait sentir sur le 40e parallèle jusqu'à la longitude de 80°.

Un contre-courant du courant des Aiguilles s'observe au voisinage de la terre jusqu'à la baie d'Algoa, avec une vitesse d'un demi-nœud vers l'est.

Le long du 40e parallèle de latitude, les vents d'ouest dominants créent une vaste dérive vers l'est, qui vient frapper la côte occidentale de l'Australie et donne naissance à un courant vers le nord, dont les eaux froides finissent par rejoindre le courant équatorial du sud.

### COURANTS DE L'OCÉAN ARCTIQUE.

La dérive de l'océan Atlantique nord pénètre, comme nous l'avons dit, entre les îles Britanniques et l'Islande.

(1) Des vitesses de 4 nœuds ont été parfois observées.

Une partie va baigner les côtes méridionales d'Islande, en créant un léger courant vers l'ouest, tandis que la partie principale atteint les côtes de Norvège et transporte, jusque dans la mer de Barentz, des eaux chaudes qui désagrègent la banquise et permettent aux navires de naviguer en été assez

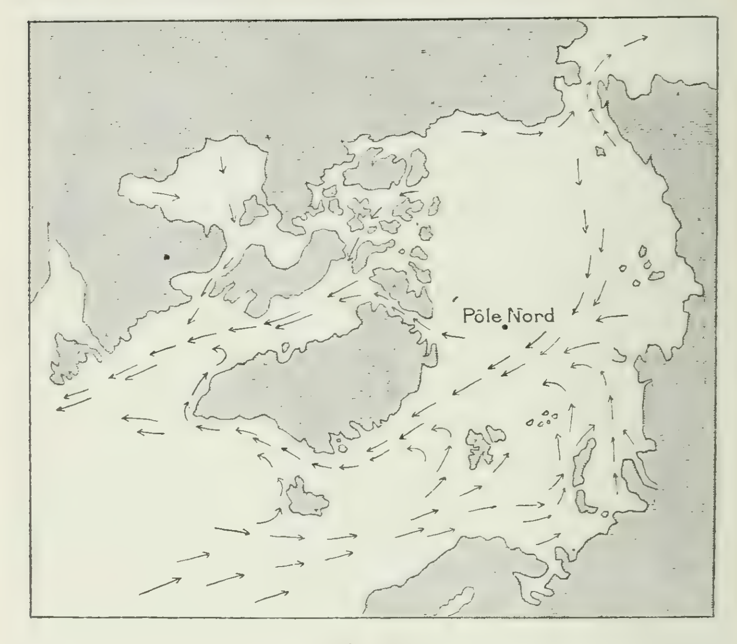



Fig. 78.

facilement sur la côte occidentale de la Nouvelle-Zemble, et d'atteindre la partie méridionale de l'archipel François-Joseph. Ces mêmes eaux chaudes dégagent aussi chaque année les côtes du Spitzberg (fig. 78).

Cet afflux d'eaux chaudes et salées est compensé par un courant froid de dégagement qui, comme l'ont montré les observations de Nansen, commence dans l'est de l'archipel des îles de la Nouvelle-Sibérie et suit la côte orientale du Groenland en transportant vers le sud des glaces et les icebergs.

Arrivé au cap Farewel, au sud du Groenland, le courant

se divise, et, tandis qu'une partie descend directement vers Terre-Neuve, l'autre remonte pendant quelque temps la côte occidentale du Groenland. Elle finit par se fondre dans le courant de la mer de Baffin, qui descend des hautes latitudes vers le sud, longe les côtes du Labrador, où il est connu sous le nom de *courant du Labrador*, transporte au sud de Terre-Neuve les icebergs, qui constituent parfois un grand danger pour les navires transatlantiques (1) ; ses eaux froides suivent la côte américaine et forment, par contraste avec le Gulf-Stream, le *cold wall* dont nous avons parlé.

On observe aussi dans le détroit de Behring un courant vers le sud, qui finit par former l'*Oya-Shivo.*

### COURANTS DE L'OCÉAN ANTARCTIQUE.

Tout autour du continent antarctique, on observe une dérive vers le nord, qui charrie les icebergs vers les latitudes tempérées. Cette dérive paraît importante, surtout dans la mer de Weddell et dans la mer de Ross.

Le mouvement vers le nord n'est pas accusé dans la mer de la « Belgica ». Sous l'influence des vents de nord-est qui règnent sur les côtes occidentales de la Terre de Graham, il est probable qu'il existe, à une certaine distance au large, un courant vers le sud transportant, jusque vers le 70e degré de latitude, des eaux dont la température est supérieure à 0°, qui rendent la mer relativement libre de glaces (2). Au voisinage immédiat de la côte de la Terre de Graham, on observe un courant vers le nord, qui doit être un contre-courant du courant précédent.

La dérive vers le nord se fond, vers le 50e degré de latitude, dans la vaste dérive vers l'est causée par les vents

(1) Voir plus loin le chapitre XI.

(2) Voir la carte des isothermes de l'eau de mer, que nous avons publiée dans la collection des travaux de la *Deuxième expédition antarctique française* (*Océanographie physique*). L'isotherme de 0° et même de + 1° atteint en été le 70e degré de latitude, tandis que, dans la mer de Weddell, l'isotherme de — 1° dépasse vers le nord la latitude de 60°.

d'ouest dominants. Toutefois cette dérive vers le nord est particulièrement importante à l'est de la Terre de Feu, où le *courant froid des Falklands* transporte jusqu'à la latitude du Rio de la Plata les icebergs antarctiques. Ses eaux vert-bouteille, froides et très poissonneuses, se distinguent très nettement des eaux bleues et chaudes du courant du Brésil, qui coule ves le sud et le sud-est, très au large de la côte. Deux sondages du *Challenger* sont très significatifs à ce sujet. Par 42° de latitude sud et 56° de longitude ouest, en plein courant des Falklands, la température de 2° fut trouvée à la profondeur de 274 mètres ; à la même latitude, mais 2° plus à l'est, en plein courant du Brésil, la température de 2° ne fut trouvée qu'à 2 960 mètres.

CAUSES DES COURANTS.

**Les vents.** — L'énumération des courants que nous venons de faire suffit à montrer qu'il existe, entre eux et les vents qui soufflent à la surface de la mer, une relation étroite. Aussi peut-on considérer les vents comme la cause principale des courants.

Une expérience facile montre qu'un courant d'air à la surface d'un bassin suffit à créer un courant superficiel. L'ébranlement se propage de proche en proche : pour remplacer les molécules chassées par le courant d'air et pour rétablir l'équilibre, il faut, de toute nécessité, que de nouvelles molécules arrivent et créent un courant dit *de compensation*. Si le courant d'air dure assez longtemps, on observera un courant général dans le bassin. Mais ce courant général, tant à cause de la forme du bassin que des courants de compensation, ne reproduit pas forcément, dans la masse liquide, le courant d'air qui souffle à la surface : il peut, en particulier, y avoir un courant liquide, nettement défini, en des endroits où ne souffle pas du tout de courant d'air. Ce n'est donc pas un argument contre l'effet des vents sur les courants océaniques que de constater, comme l'ont fait quelques océanographes, que des courants forts, tels que les courants équatoriaux, existent là où les vents sont

faibles et où les calmes se produisent fréquemment.

Une autre preuve de l'influence des vents est la variation des courants dans les régions où les vents éprouvent une variation saisonnière (moussons de l'Inde, du golfe de Guinée, du Mexique).

***Les différences de densité.*** — Les vents sont-ils la seule cause des courants? Probablement non. La variation de la densité dans les différentes parties de la masse liquide intervient. Lorsque deux colonnes de liquide de densité différente communiquent entre elles, leurs hauteurs respectives sont en raison inverse des densités. Il doit donc y avoir un courant superficiel des eaux légères vers les eaux lourdes, courant compensé, en profondeur, par un courant des eaux lourdes vers les eaux légères.

Une expérience classique, reproduite dans les traités de météorologie pour indiquer la cause des vents, me paraît encore plus probante pour démontrer l'existence des courants dus aux différences de densité.

Deux tubes verticaux AB, CD, communiquent à la partie inférieure par un tube horizontal BC et à la partie supérieure par un tube GH, portant en son milieu un robinet R, permettant d'établir ou de supprimer à volonté la communication entre les parties supérieures des deux tubes verticaux (fig. 79). Les tubes AB et CD sont remplis d'eau jusqu'au niveau GH, et le robinet R est fermé. Pour faire varier la densité des deux colonnes d'eau, on les chauffe à des températures différentes. Si la colonne CD, par exemple, est chauffée à 100°, tandis que la colonne AB est à 10°, l'eau contenue dans CD est plus légère que l'eau contenue en AB, et son niveau est à une certaine distance au-dessus de GH. Si l'on ouvre alors le robinet R, l'eau s'écoule de H en G pour rétablir l'équilibre ; mais alors la pression qui, jusque-là, avait été la même en B et en C, devient plus forte en B qu'en C, et il se produit un écoulement du liquide de B vers C. Il y a donc bien un courant superficiel des eaux légères vers les eaux lourdes et, en profondeur, un courant des eaux lourdes vers les eaux légères.

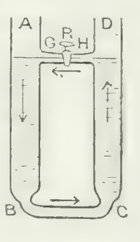


Fig. 79.

Une vérification très nette de cette loi se produit dans les détroits, qui mettent en communication des mers secondaires avec une mer principale.

Par le détroit de Gibraltar, les eaux plus légères de l'Atlantique sont en communication avec les eaux plus salées et plus denses de la Méditerranée. On observe en surface un courant, qui porte de l'Atlantique vers la Méditerranée, qui atteint normalement une vitesse de 2 à 3 nœuds, parfois davantage, et qui se fait sentir assez loin sur les côtes d'Espagne et d'Algérie. En profondeur, les eaux lourdes et

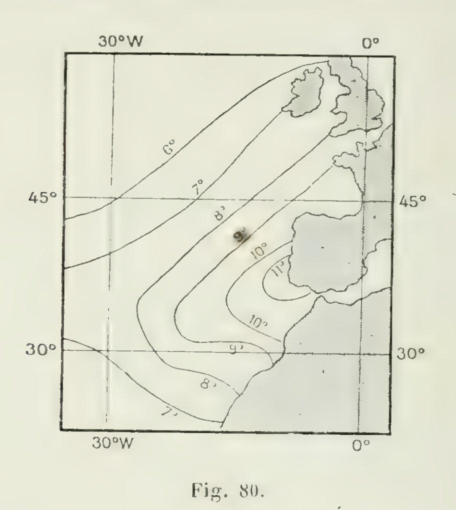



Fig. 80.

chaudes de la Méditerranée s'épanchent dans l'Atlantique, qu'elles réchauffent jusqu'à une profondeur de 2 000 mètres. Leur influence se manifeste jusqu'au golfe de Gascogne et aux Canaries, ainsi que le révèle la carte des températures à 1 000 mètres de profondeur dans l'Atlantique (fig. 80).

Un effet analogue se produit dans les Dardanelles : les eaux douces, plus légères, de la mer Noire s'écoulent en surface dans la Méditerranée, donnant lieu à un courant assez fort et à une diminution de la salinité superficielle (fig. 81), tandis qu'en profondeur les eaux de la Méditerranée, reconnaissables à leur forte salure, s'écoulent dans la mer Noire.

Dans le détroit de Bab-el-Mandeb, un courant de surface transporte les eaux moins salées de l'océan Indien vers la mer Rouge, tandis qu'en profondeur un courant, formé de l'eau très salée de la mer Rouge, coule vers l'océan Indien, et on reconnaît son influence par la salure plus forte observée en profondeur dans le golfe d'Oman, qui reçoit ce courant, que dans le golfe de Bengale, qui ne le reçoit pas.

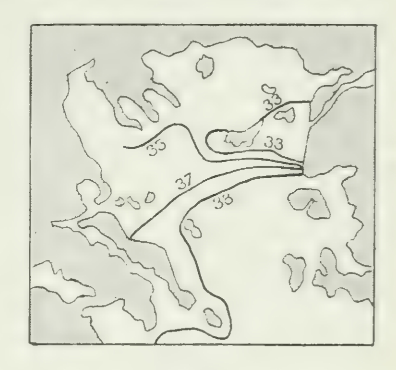
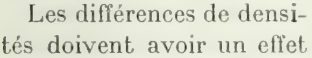



Fig. 81.



Les différences de densités doivent avoir un effet analogue au large : comme il ne s'agit plus de communication étroite entre deux vastes bassins de densités différentes, mais d'une mer librement ouverte, les courants de densités doivent être faibles, et réduits à une simple dérive.

Les différences de densité donnent lieu à des dénivellations, qui ont pu être mises en évidence et qui ne sont pas négligeables. C'est ainsi que Bouquet de la Grye, d'après soixante-quatorze sondages thermométriques et densimétriques exécutés dans l'océan Atlantique nord par le *Challenger*, a pu tracer de mètre en mètre les courbes de niveau de la surface (1).

Bouquet de la Grye prend pour plan 0 celui qui passe par les îles du Cap-Vert (fig. 82). Les Açores et les Bermudes sont au même niveau.

Dans ce grand triangle, également espacé de l'Afrique et de l'Amérique, se trouvent les dépressions du niveau de la mer les plus grandes : elles vont jusqu'à 2 mètres au-dessous du zéro dont nous venons de parler.

La ligne de niveau + 1 mètre entoure tout ce grand espace. Elle englobe les Açores, les Canaries, mais laisse en dehors les Antilles.

(1) *Annales de physique et chimie*, janvier 1882.

Les lignes de + 2 mètres, + 3 mètres, + 4 mètres s'étendent du côté des États-Unis, en accusant un bourrelet vers New-York et Halifax, et une notable surélévation dans le golfe du Mexique. La côte d'Afrique accuse également une surélévation, due à ce que l'eau y est plus douce.

La pente due à ces dénivellations est très faible : 6 mètres au

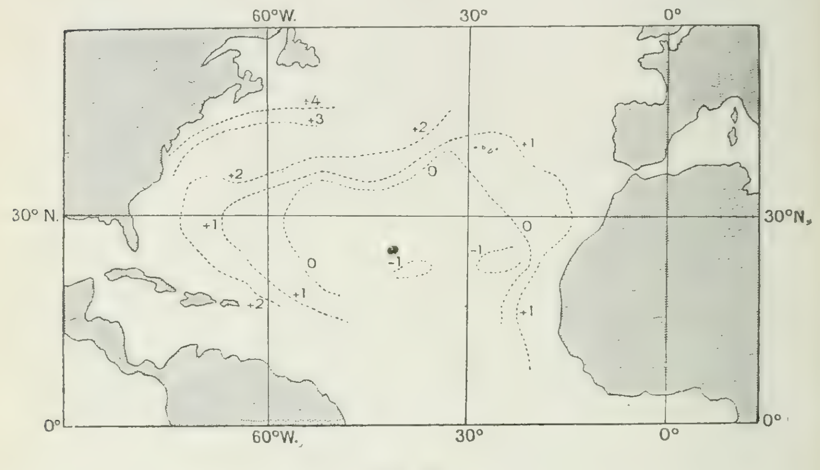



Fig. 82.

maximum pour une distance de 3 500 kilomètres, soit une pente de $\frac{1}{600\,000}$ environ. Les dénivellations évaluées par Bouquet de la Grye paraissent d'ailleurs un peu exagérées, d'après les résultats plus récents. Ces pentes très faibles ne peuvent pas causer un courant comparable à celui que causent les vents, et les différences de densités ne peuvent donc être qu'une cause secondaire (1).

(1) Il faut d'ailleurs remarquer que les dénivellations signalées par Bouquet de la Grye ne peuvent en aucune façon être invoquées comme causes des courants principaux de l'Atlantique nord. Du moment qu'il existe une dépression au milieu de l'Atlantique, les eaux devraient y affluer et la rotation de la terre, dont il sera question plus loin, imposerait au circuit de l'Atlantique nord un sens inverse du sens réellement observé. La dénivellation signalée peut être invoquée pour expliquer l'accumulation des Sargasses au centre du circuit. Pour en tirer argument, il faudrait encore connaître exactement la surface d'équilibre de l'océan en tenant compte de l'attraction des terres.

C'est dans les courants de densité qu'il faut classer la dérive générale vers le large qu'on observe, par calme, à la lisière des banquises polaires : les eaux, rendues plus légères par la fusion des glaces, sont à un niveau supérieur à celui des eaux du large et tendent à s'écouler vers le large (1). Le courant qui descend de l'océan Arctique le long de la côte orientale du Groenland doit avoir une origine analogue.

**Effet de la pression barométrique.** — La pression barométrique a sur les eaux de la mer un effet complexe. Puisque c'est elle qui détermine les vents, elle a, par là-même, une influence sur les courants marins. Les grands circuits des océans tournent bien, comme les grands circuits atmosphériques, autour des centres anticycloniques.

Mais la pression barométrique, par la pression qu'elle exerce sur les masses liquides, peut avoir parfois à intervenir directement. Cette cause est manifeste dans certains détroits : les courants des détroits faisant communiquer la mer du Nord et la mer Baltique sont très influencés par les pressions barométriques qui règnent respectivement sur ces deux mers. De même, on a observé que, par haute pression sur le golfe du Mexique, le Gulf-Stream est plus fort dans le canal de la Floride, phénomène d'autant plus remarquable que les vents sont alors contraires au courant, puisqu'un anticyclone sur le golfe du Mexique donne un vent de nord sur les côtes de la Floride.

**Effet de la rotation de la terre.** — Les molécules d'eau entraînées par les courants, comme tout corps qui se meut à la surface de la terre, sont influencées par la rotation terrestre, qui tend à les dévier vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud.

On sait que la composante horizontale de la force déviante due à la rotation de la terre, ou force de Coriolis, a pour expresssion $2\,m\omega v \sin \lambda$, $m$ étant la masse de la molécule, $\omega$ la vitesse angulaire de rotation de la terre, $v$ la vitesse de la molécule et $\lambda$ la latitude. Cette force, dont la direction, toujours perpendiculaire à la direction de la vitesse, est dirigée vers la droite dans l'hémisphère nord.

(1) *Deuxième Expédition antarctique française : Océanographie physique*, p. 40.

vers la gauche dans l'hémisphère sud, tend à faire décrire à une molécule en mouvement un circuit dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud. Si la molécule était complètement libre, elle décrirait un cercle de rayon égal à $\frac{v}{2\omega \sin \lambda}$.

La déviation due à la force de Coriolis est très grande. Une molécule d'eau animée d'une vitesse de $0^m,5$ par seconde (1 nœud), après un mille de parcours, serait déviée de 44 mètres par 5° de latitude, de 380 mètres par 50° de latitude.

Par nos latitudes, une molécule animée d'une vitesse de 1 mètre par seconde (vitesse de 48 milles par jour) décrirait un cercle qui aurait un diamètre de 10 kilomètres environ.

Dans la pratique, les masses d'eau ne sont pas complètement libres ; elles réagissent les unes sur les autres. Sans être aussi considérables que l'indique la théorie, les déviations dues à la rotation terrestre peuvent être suffisantes pour permettre d'expliquer, autant et plus peut-être que la configuration des rivages, le sens général des grands circuits marins, différent dans les deux hémisphères (1).

## LA CIRCULATION MARINE PROFONDE.

Sur les courants de profondeur, nous ne pouvons faire que des hypothèses dans la plupart des cas. Les observations en effet ne sont pas faciles, et il n'y a pas d'autre procédé, pour déceler la circulation marine très profonde, que d'observer la température et la salinité et d'essayer de suivre en profondeur les eaux chaudes ou froides, peu salées ou très salées.

Nous avons indiqué que la basse température des fonds des océans était due sans doute à un afflux d'eaux superficielles ayant subi des températures aussi basses, et qui, devenues plus lourdes, étaient tombées au fond. Or, comme ces températures très basses ne s'observent en surface que dans les régions polaires ou circumpolaires, il faut donc qu'il y ait une

(1) Afin de dissiper une confusion quelquefois commise, je crois utile de rappeler que le mouvement uniforme de rotation de la terre ne peut pas créer de courant. La rotation de la terre a un effet déviateur sur une particule en mouvement, mais elle ne peut pas mettre en mouvement cette particule par rapport aux particules voisines.

circulation profonde entre les hautes latitudes et l'équateur (1).

Nous avons signalé aussi que, dans les régions polaires, l'eau a, en profondeur, une température et une salinité plus élevées qu'à la surface. Ces températures et ces salinités ne s'expliquent que par un afflux d'eaux venant des latitudes tempérées et ayant plongé sous les couches superficielles plus légères. D'où encore circulation en profondeur.

Les courants profonds, qu'on observe dans les détroits, se font parfois sentir très au large, comme nous l'avons dit, et

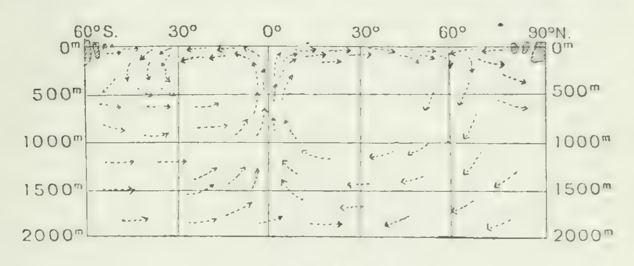



Fig. 83.

on a encore là la preuve d'une circulation marine profonde.

En l'absence de documents expérimentaux très nombreux, les schémas de circulation profonde risquent de n'être que de simples imaginations. La figure 83 reproduit un de ces schémas, qui paraît assez plausible, au moins pour l'Atlantique. Comme argument en sa faveur, on peut citer le fait que les eaux froides sont plus près de la surface à l'équateur qu'à 30° de latitude dans l'Atlantique, ainsi que le montre

(1) Ce ne sont pas les eaux tout à fait superficielles des régions polaires qui tombent au fond de la mer : ces eaux sont en effet beaucoup moins salées que les eaux des fonds ; ce sont plutôt les eaux salées voisines de la surface, qui, quoique à une température souvent plus élevée que les eaux superficielles, sont encore très froides. Il faut remarquer aussi que les basses températures du fond des océans peuvent être très anciennes et remonter à des périodes géologiques où la répartition des climats à la surface de la terre n'était pas ce qu'elle est aujourd'hui. Des courants *actuels* de convection entre le pôle et l'équateur ne seraient pas alors nécessaires pour expliquer ces basses températures.

la figure 84, dessinée d'après les observations de température de Schott (1).

Comme autres faits tendant à prouver l'existence d'une circulation profonde (sinon très profonde, mais au-dessous de

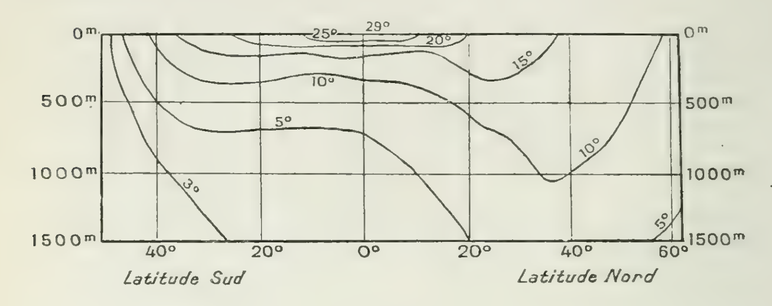



Fig. 84.

la surface), il faut signaler les îlots d'eau froide qui viennent jaillir à la surface dans les mers chaudes (par exemple au voisinage du cap Guardafui et du cap Vert) ou les îlots d'eaux chaudes dans les mers froides. (Nous avons observé plusieurs faits de ce genre dans l'Antarctique.)

(1) Ce phénomène est beaucoup plus marqué dans l'Atlantique nord que dans l'Atlantique sud; il ne s'observe pas dans l'océan Pacifique, ou du moins il y est très atténué (Voir les fig. 44 à 47).

## *CHAPITRE XI*

# LES GLACES

### COMPOSITION DE LA GLACE DE MER.

La glace, qui provient de la congélation de l'eau de mer et qui constitue la banquise ou le pack, est salée. Sa salinité varie suivant les échantillons recueillis. Les échantillons que nous avons analysés dans l'Antarctique ont présenté des salinités variant de 14,9 à 22,5 p. 1 000.

La composition chimique de la glace de mer n'est pas la même que celle de l'eau de mer.

D'après Pettersson, par la congélation, l'eau de mer se divise en une partie solide, la glace, dans laquelle se concentrent les sulfates, et une partie liquide, ou saumure, dans laquelle se concentrent les chlorures ; la saumure a une salinité beaucoup plus grande que celle de la glace.

La glace qui constitue les icebergs et qui est de la glace de terre, de la glace de glacier, est au contraire parfaitement douce.

### ORIGINE ET LIMITE DES GLACES DE L'HÉMISPHÈRE NORD.

La plupart des icebergs, qu'on rencontre en mer dans l'hémisphère nord, proviennent des glaciers du Groenland et surtout des glaciers de la côte occidentale. L'intérieur du Groenland est recouvert d'une carapace de glace dont l'altitude atteint 3 000 mètres et dont l'épaisseur, d'après certaines évaluations, peut dépasser un millier de mètres. Cette carapace de glace, qu'on appelle *inlandsis* en terminologie

polaire, projette vers la mer, par toutes les vallées des chaînes côtières, des glaciers immenses, dont le bord flotte et se brise en icebergs plus ou moins considérables. A leur naissance, il n'est pas rare que ces icebergs dépassent une hauteur d'une cinquantaine de mètres au-dessus de l'eau.

Les autres terres polaires de l'hémisphère nord ne sont pas suffisamment étendues et montagneuses pour fournir des icebergs de grande taille.

Il n'y a pas d'icebergs dans l'océan Pacifique boréal. Le célèbre glacier de Malaspina, qui atteint la mer en quelques points au pied du mont Saint-Élie, se brise en blocs vite fondus, qui ressemblent « à des bandes de cygnes blancs nageant sur les eaux ».

Les icebergs se forment pendant toute l'année, mais en plus grand nombre en été. Ils sont d'autant plus nombreux que l'été polaire est plus chaud et plus tempêtueux.

Une température relativement haute rend, en effet, la glace plus plastique et accélère, par suite, la marche des glaciers (résultat qui n'est d'ailleurs pas admis par tous les glaciologues) ; et la falaise de glace, qui flotte sur la mer, se brise d'autant plus facilement que la mer est plus agitée.

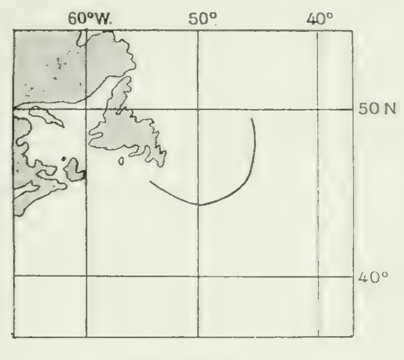
Dès que les icebergs sont à flot, les courants marins les entraînent dans leur dérive plus ou moins rapide.

Sur la côte orientale du Groenland, le courant porte vers le sud, comme nous l'avons vu chapitre X. Sur la côte occidentale, le courant porte vers le nord, jusque vers le 69e degré de latitude, puis s'incurve vers l'ouest et rejoint le courant qui porte vers le sud dans le détroit de Davis (1).

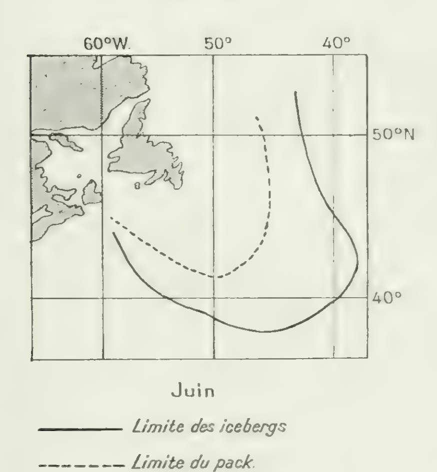
Qu'ils proviennent de la côte orientale ou de la côte occidentale du Groenland, les icebergs qui ne sont pas arrêtés par des obstacles, hauts fonds, îles, etc., finissent, après un

(1) Ces deux courants, qui bordent le Groenland, ont été nettement mis en évidence : sur la côte orientale, par la dérive des naufragés du navire d'expédition polaire la *Hansa*, qui dérivèrent sur un glaçon du 74e degré de latitude jusqu'au cap Farewel en moins d'une année ; sur la côte occidentale, par les naufragés du *Polaris*, qui dérivèrent vers le sud dans la mer de Baffin et le détroit de Davis et parcoururent environ 600 milles en six mois.

parcours dont la durée peut être évaluée à moins d'une année, par rejoindre le courant du Labrador, qui côtoie le Labrador, Terre-Neuve et la côte orientale de l'Amérique jusqu'au




Décembre




Juin

——— *Limite des icebergs*

------- *Limite du pack.*

Fig. 85.

cap Cod. La vitesse moyenne du courant du Labrador est d'environ 10 milles par jour.

On a donc beaucoup de chances de trouver des icebergs au voisinage de Terre-Neuve, et ces icebergs ont été mis à

flot au Groenland dans le courant de l'année précédente.

Souvent les icebergs dépassent, vers le sud, la latitude de Terre-Neuve, et ils sont très dangereux pour la navigation, puisqu'ils sont alors sur la route, très fréquentée des navires, d'Europe en Amérique du Nord. Parfois, on rencontre aussi dans ces parages des fragments de la banquise polaire ou pack, qui eux aussi ont été entraînés par les courants.

Le nombre des glaces (icebergs et pack) rencontrées au large de Terre-Neuve varie dans le cours de l'année et d'une année à l'autre. Elles sont signalées par les navires tantôt

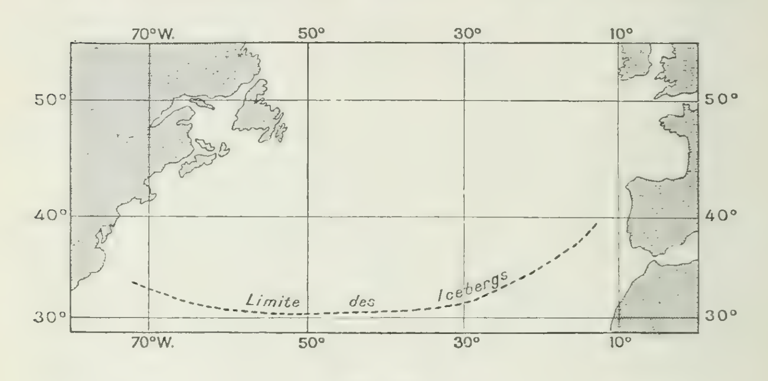



Fig. 86.

plus tôt, tantôt plus tard (fig. 85). D'une façon générale, elles augmentent du mois de janvier ou février au mois de mai ou juin ; mais il y a des années où le maximum s'observe en avril et d'autres en août. Pendant les dix années 1903-1912, sur les routes d'Europe en Amérique, les navires ont signalé le plus de glaces, sept fois au mois de mai, deux fois au mois d'avril, une fois au mois de juillet.

Après le mois d'avril, les fragments d'icebergs ou de pack fondent très rapidement; on a vu des masses importantes disparaître complètement en une nuit.

Pendant les mêmes dix années, les dates où, pour la première fois, on a signalé des glaces sur les routes transatlantiques sont les suivantes : 6 mars, 9 février,

18 janvier, 2 janvier, 2 février, 1er janvier, 21 janvier, 2 mars, 28 janvier, 7 janvier.




Fig. 87.

Les limites sud et est des glaces dans l'Atlantique sont

données, d'après dix ans d'observations, sur la carte de la figure 86.

On a observé des glaces jusqu'à la latitude de 30°.

Des icebergs d'une hauteur de 150 mètres au-dessus de l'eau ont été signalés plusieurs fois. Le vapeur *Marie* a rencontré, par 47° N et 44° W, un iceberg de 300 mètres de hauteur.

Dans les mers polaires proprement dites, la carte de la figure 87 donne, d'après l'Institut météorologique danois, les limites approximatives de la banquise compacte en mai et en août. Cette limite varie naturellement d'une année à l'autre (1).

### LES GLACES DANS L'HÉMISPHÈRE SUD.

La majorité des icebergs de l'hémisphère sud, comme nous l'avons indiqué (première partie, chap. VII), sont de forme tabulaire. Ils doivent leur origine à des glaciers spéciaux à l'Antarctique, les *barrières de glace*, glaciers plats, s'avançant très au large du rivage proprement dit, couvrant, surtout dans la mer de Ross, une superficie considérable. La Grande Barrière de Ross a une superficie supérieure à celle de la France.

Beaucoup d'icebergs des mers du sud sont remarquables par leur grande longueur : au sud du 40e parallèle de latitude sud, des icebergs de 5 à 20 milles de long ne sont pas rares. On en a vu dépassant une longueur de 50 milles. En 1894, l'*Antarctic* a rencontré, au sud de la Nouvelle-Zélande, un iceberg de 70 milles. En 1893, l'*Œtherberht* a rencontré, dans les parages des îles Malouines ou Falklands, un iceberg de

(1) La mer d'Okhotsk et une partie des côtes asiatiques de la mer du Japon, qui ne figurent pas sur cette carte, sont gelées tout l'hiver. La débâcle se produit dans la mer du Japon en avril et en mai. Dans la mer d'Okhotsk, certains ports sont encore bloqués au mois de juin. Dans le même ordre d'idées, il faut signaler que, dans la mer Baltique, les golfes de Bothnie et de Finlande sont normalement pris par les glaces du mois d'octobre au mois de mai ou de juin.

82 milles de longueur (la distance de Paris au Havre, presque les dimensions de la Corse) (1).

La hauteur des icebergs tabulaires est aussi très grande. A plusieurs reprises, on a signalé des icebergs de 800 pieds de haut (240 mètres). Le plus haut iceberg signalé depuis 1884 est un iceberg de 510 mètres de hauteur, aperçu, en juin 1886, par le navire *Emil-Juliers*, au sud de l'Afrique, par 48° de latitude. En novembre 1904, le navire *Zinila* a signalé un iceberg de 450 mètres de hauteur dans les parages des Falklands.

Sur la carte de la figure 89, nous avons représenté la limite extrême, vers le nord, des icebergs rencontrés dans les mers australes.

On voit rarement des icebergs, sur les routes fréquentées par la navigation, entre les méridiens de 130° E et de 170° W, et, pendant les sept mois allant d'avril à octobre, cette zone est pratiquement libre de glaces.

On remarquera, sur la carte, la pointe très marquée vers le nord que fait la limite des glaces dans les parages des Falklands. L'influence du courant froid des Falklands, dont nous avons parlé chapitre X, est manifeste.

Le nombre d'icebergs, observés chaque année dans les latitudes navigables des mers australes, est très variable. De 1885 à 1912, le nombre d'icebergs signalés par les navires a varié de 1, en 1885, à 301, en 1906. Pendant les sept années 1885 à 1891, et de nouveau en 1898, 1899, 1900, le nombre des icebergs signalés a été très petit, tandis qu'il a été grand en 1892, 1908 et très grand en 1893 et 1906.

La variation annuelle, telle qu'elle résulte des observations des navires, accuserait un minimum au mois de mai et

(1) On comprend que les anciens navigateurs aient appelé les grands icebergs des îles de glace. Ces grandes dimensions ont paru sujettes à caution à certains géographes. J'emprunte ces observations, ainsi que celles relatives à la hauteur, aux statistiques publiées par le *Meteorological Office* de Londres. Pour notre part, nous n'avons pas eu la chance, au cours de notre voyage dans l'Antarctique, d'observer des icebergs aussi considérables ; mais il faut dire que nous avons navigué dans un secteur de l'Antarctique où les barrières de glace sont peu étendues.

un maximum en décembre. Un léger maximum secon-

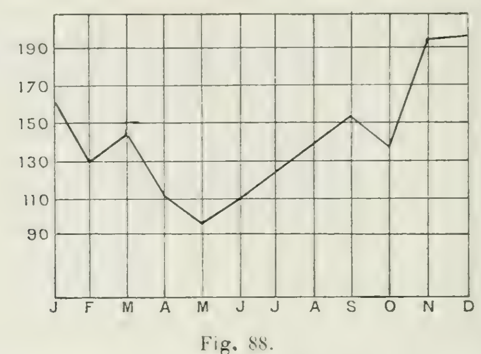



Fig. 88.

daire s'observerait en mars et en septembre.

0°
I. Tristan de Cunha
AFRIQUE
50°
Géorgie du Sud
I. Falkland
Orcades du Sud
70°
T. Enderby
I. Kerguelen
I. Macdonald
I. Heard
G. Coats
T. Luitpold
T. de Graham
T. Charcot
PÔLE SUD
90°W.
90°E.
T. Guillaume II
T. Victoria
MER DE ROSS
T. Adélie
70°
50°
AUSTRALIE
Nlle Zélande
180°

........ Limite du pack ----- Limite des icebergs

++++ Limite de la banquise compacte

Fig. 89.

Sur la courbe de la figure 88, nous avons marqué cette

variation annuelle, en portant comme ordonnées le nombre total des icebergs signalés par les navires de 1885 à 1912 dans les parties habituellement fréquentées des mers australes.

Il est probable que, comme pour l'océan Arctique, le nombre des icebergs, qui dérivent dans les latitudes tempérées de l'hémisphère sud, est fonction des conditions météorologiques du continent antarctique, pendant l'année, ou les années précédentes. Il faut d'ailleurs remarquer que la température de la surface de la mer est beaucoup plus froide dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord à latitude égale, et que, par suite, les icebergs peuvent durer beaucoup plus longtemps.

Quant à la limite de la banquise dans l'Antarctique, elle est extrêmement variable d'une année à l'autre, et les indications que nous donnons sur la carte de la figure 89, d'après les observations faites en été, ne peuvent être considérées que comme une approximation grossière.

## *APPENDICE I*

### PRINCIPAUX INSTRUMENTS DE PÊCHE SCIENTIFIQUE.

Généralement, une mission océanographique ne se contente pas de mesurer les éléments relatifs à l'océanographie physique, elle s'occupe aussi de recueillir des spécimens de la faune de surface et des profondeurs, en vue d'études biologiques. Comme c'est en général au même personnel qu'incombe la manœuvre des instruments d'océanographie physique et celle des engins de pêche, je crois utile de dire quelques mots de ces derniers.

1° Pour recueillir les animalcules qui constituent le plancton, on se sert d'un petit *filet en soie à bluter*, qu'on traîne à la remorque derrière le navire en marche. Ce petit filet est sim-

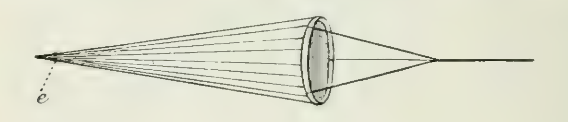



Fig. 90.

plement fermé par une ligature *e* (fig. 90), qu'il suffira de dénouer pour recueillir les animalcules retenus par la soie. On emploie ce filet par vitesse modérée (6 à 8 nœuds), car les grandes vitesses peuvent le déchirer.

Ce procédé ne permet de recueillir que le plancton de surface. Pour le plancton de profondeur, on se sert de filets construits sur le même principe, mais généralement un peu plus grands. On les descend verticalement avec le sondeur Thomson ou avec la machine à sonder, quand le navire est

stoppé. Pour bien délimiter l'habitat des espèces, on fait fermer le filet au moyen d'un messager, à la profondeur voulue (filet Nansen). Si l'on veut, par exemple, recueillir les animaux qui vivent entre 1 500 et 1 000 mètres, on descend le filet à 1 500 mètres, on le ramène ouvert jusqu'à 1 000 mètres, et on le ferme par un messager lorsqu'il atteint la profondeur de 1 000 mètres ;

2° Pour pêcher les animaux qui vivent au voisinage du fond, on se sert de *chaluts*, tout à fait analogues à ceux des pêcheurs. Le chalut le plus employé en océanographie est le chalut à étrier (fig. 91). Le filet F est supporté par deux

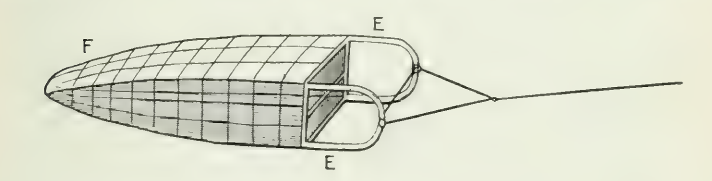



Fig. 91.

étriers de fer E, maintenus écartés par des barres transversales. Il est bon d'attacher à l'armature E de simples fauberts, qui reviennent généralement chargés d'animaux pris par leurs tentacules, et qui n'ont pas pu se dégager.

Il existe des chaluts de différentes grandeurs, mais, dès qu'ils dépassent 3 mètres d'ouverture, ils exigent, pour les manier par grandes profondeurs, des moyens très puissants.

Les petits chaluts qu'on peut traîner en embarcation sont appelés *dragues*.

Pour traîner le chalut sur le fond, on emploie un dispositif spécial, qui varie avec chaque navire (1). A titre d'exemple, je signalerai l'installation du *Pourquoi-Pas?* (fig. 92).

Un câble d'acier de 10 millimètres est enroulé sur un touret *t*, commandé par une petite machine à vapeur *m*. Le fil d'acier, au sortir du touret, s'enroule sur une poupée P du

(1) Les treuils des chalûtiers de pêche sont d'excellents instruments dont l'emploi est à recommander en océanographie.

treuil des ancres T. Cette poupée porte un compteur de tours, de façon à connaître à tout instant la longueur de câble filée. Le câble passe ensuite sur deux poulies de retour : R, au pied du mât de misaine M, R′, supportée à l'extérieur par une

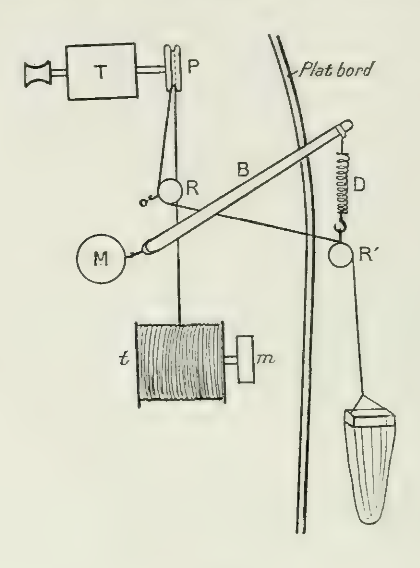



Fig. 92.

bôme de charge B. La poulie R′ est suspendue à la bôme B par l'intermédiaire d'un dynamomètre à ressort D, qui permet d'apprécier à tout instant la traction subie par le câble.

Par petits fonds, il faut filer trois ou quatre fois la profondeur pour que le chalut travaille bien. Par grands fonds, on se contente de filer deux fois la profondeur.

La vitesse du navire ne doit pas dépasser 3 à 4 nœuds si l'on ne veut pas déchirer le filet. Il faut être toujours prêt à manœuvrer la machine, afin d'éviter la rupture du câble, lorsqu'on voit la tension du dynamomètre s'approcher des limites de sécurité. La manœuvre de remontée est quelquefois délicate, surtout par houle un peu forte, car le chalut plein arrive à peser plusieurs tonnes.

Le dispositif du *Pourquoi-Pas?* permet de draguer à 2 000 et 2 500 mètres de profondeur. La manœuvre se fait avec trois hommes seulement.

Pour draguer à des profondeurs plus grandes, il faut employer des câbles plus gros et, par suite, des moteurs plus puissants. On est arrivé à chaluter jusqu'à 4 000 et 5 000 mètres de profondeur (1).

3° Le chalutage ne permet de pêcher que les animaux qui séjournent au voisinage du fond. Pour pêcher ceux qui vivent entre deux eaux, on emploie le *filet vertical*, qui consiste en une sorte de sac de toile d'emballage, fermé à sa partie inférieure par un seau S, et maintenu ouvert par quatre barres de fer (fig. 93).

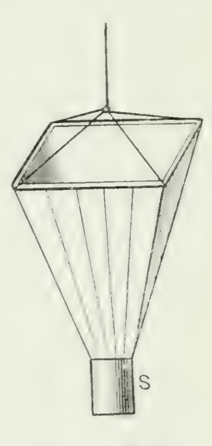



Fig. 93.

On le descend à la profondeur voulue au moyen de l'appareil de dragage, et on le remonte à la plus grande vitesse possible.

M. Bourée a imaginé un filet qui porte son nom et qui est une amélioration du filet vertical.

**Conservation des échantillons biologiques.** — Pour le cas où il n'existerait pas de naturaliste à bord d'un navire chargé de mission océanographique, nous croyons utile d'indiquer quelques précautions à prendre pour la conservation des échantillons biologiques. La plus grande partie de ce paragraphe est empruntée à une note rédigée par M. Joubin dans ce but.

1° *Échantillons de roches.* — Casser quelques fragments des roches et indiquer exactement la localité sur une étiquette solide.

2° *Sables coquilliers.* — Quand le sable d'une plage est constitué en majeure partie de tout petits coquillages, ramasser 1 ou 2 kilogrammes de ce sable. Jeter les cailloux

(1) Le record, si je ne me trompe, est de 5 617 mètres, à bord du *Michael Sars.*

et les débris encombrants et inutiles, mais ne pas trier le sable proprement dit. Ce triage sera fait dans le laboratoire chargé d'étudier l'échantillon. Envelopper dans une serpillière ou un gros papier.

3° Bêcher le sable, la vase, démolir les coraux : on y trouve une foule de bêtes délicates, coquillages, vers, oursins pieuvres, etc., à conserver dans l'alcool ou dans l'eau formolée, ainsi qu'il sera indiqué plus loin.

4° *Coquillages.* — Choisir ceux qui sont bien intacts ; laisser ceux qui sont brisés, roulés, usés.

5° *Animaux mous* NON CALCAIRES (*Mollusques, seiches, calmars, encornets, poissons, vers,* etc.). — Les mettre d'abord dans une terrine d'eau de mer, dans laquelle on ajoute environ 5 p. 100 de formol. Bien étaler les animaux, ne pas les froisser ni les plier. Les laisser une heure environ dans ce premier bain. Les mettre ensuite dans des bocaux, bouteilles, boîtes en fer-blanc qu'il faudra souder, en les faisant baigner largement dans une nouvelle eau de mer formolée à 5 p. 100. Ne pas mettre trop d'échantillons dans le même récipient : il faut qu'ils flottent largement dans l'eau formolée, sans se serrer.

6° *Animaux mous à coquille ou carapace calcaire.* — Se servir d'alcool, non de formol, qui dissout les coquilles (alcool à brûler, eau-de-vie, tafia, etc.). Il faut changer l'alcool au bout de quelques jours.

7° *Oursins, étoiles de mer, coraux.* — Faire sécher quelques jours à l'ombre. Puis emballer dans des boîtes avec du sable tassé ou de la sciure de bois.

8° *Algues.* — Les faire sécher à l'ombre, sur une ficelle, comme du linge. Mettre ensuite chaque échantillon dans un sachet de papier.

*Recommandation générale.* — Avoir toujours soin de bien étiqueter et de noter sur l'étiquette la date, la localité et un numéro d'ordre qui permettra de se reporter au registre d'observations, sur lequel figureront les principales particularités observées au moment de la récolte. Ne pas oublier de noter les couleurs naturelles des animaux, qui généralement ne sont pas conservées intactes.

# *APPENDICE II*

LISTE DES PRINCIPAUX INSTRUMENTS D'OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE A EMPORTER AU COURS D'UNE MISSION D'ASSEZ LONGUE DURÉE (1).

1 sondeur Thomson ou Warluzel et accessoires (1 touret de fil de rechange).

1 machine à sonder par grande profondeur, avec son moteur de relevage.

1 machine à sonder petit modèle pour embarcation.

3 bobines de 10 000 mètres de fil de sonde de rechange.

2 tonnes de poids en fonte, par rondelles de 10 à 20 kilos.

6 ramasseurs de fond Léger.

6 tubes-bouteilles Buchanan.

Sacs en toile pour échantillons de fond.

Morceaux de calicot pour la conservation des boudins recueillis par le tube Buchanan.

10 bouteilles Richard.

10 hélices Magnaghi.
10 montures à messager.
} La Bouteille Richard permet d'adapter à volonté l'une ou l'autre monture.

(1) Il ne s'agit, dans cet appendice, que des instruments dont doit se munir une mission de vaste envergure. Il est évident qu'on peut faire de l'océanographie d'une façon très utile avec beaucoup moins d'instruments. Les observations de surface donneront, à elles seules, dans beaucoup de régions, des résultats très intéressants, et il suffit d'un thermomètre ordinaire, d'un aréomètre et d'une drague à courant pour les faire à peu près toutes.

Avec un sondeur Thomson ou Warluzel, un ramasseur de fond Léger, une bouteille Richard et un thermomètre à renversement, on peut travailler jusqu'à 300 ou 400 mètres de profondeur et récolter à peu près partout des document nouveaux pour la science.

10 messagers.

10 thermomètres à renversement.

2 burettes Knudsen.

2 pipettes Knudsen.

12 tubes d'eau normale.

Doses de nitrate d'argent (il faut environ 200 grammes de nitrate d'argent pour faire une centaine de mesures de chloruration).

50 grammes de chromate de potasse.

Verres et accessoires pour analyses.

3 caisses de bouteilles à échantillons d'eau (150 bouteilles de 200 centimètres cubes environ).

Bouteilles d'un litre (pour échantillon d'eau de mer à rapporter en vue d'une analyse complète).

2 aréomètres de Buchanan (à poids variable).

2 grandes éprouvettes munies d'une suspension au plafond pour la mesure des densités à l'aréomètre.

Échelles de marée.

Marégraphe Favé (s'il y a lieu).

| | |
|---|---|
| 1 disque pour la mesure de la transparence de l'eau de mer.<br>1 lunette d'eau.<br>1 drague à courant. | Peuvent être confectionnés par les moyens du bord. |

1 trace-vagues Froude.

Étiquettes en parchemin.

DOCUMENTS GÉNÉRAUX.

*Océanographie statique* : THOULET.

*Océanographie dynamique* : THOULET.

*L'Océanographie* : RICHARD.

*Hydrographical Tables* : KNUDSEN.

*Manuel pratique de l'analyse de l'eau de mer* : OXNER. (Musée océanographique de Monaco.)

# APPENDICE III

## Tables de conversion des différentes unités.

### Table de conversion des fathoms en mètres.

1 Fathom = 1m.828.

| Fathoms. | Mètres. | Fathoms. | Mètres. | Fathoms. | Mètres. | Fathoms. | Mètres. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1,8 | 9 | 16,5 | 80 | 146,2 | 700 | 1279,6 |
| 2 | 3.7 | 10 | 18,3 | 90 | 164,5 | 800 | 1462,4 |
| 3 | 5,5 | 20 | 36 6 | 100 | 182,8 | 900 | 1645,2 |
| 4 | 7,3 | 30 | 54,8 | 200 | 365.6 | 1000 | 1828,0 |
| 5 | 9,1 | 40 | 73,1 | 300 | 548,4 | 2000 | 3656,0 |
| 6 | 11,0 | 50 | 91,4 | 400 | 731,2 | 3000 | 5484,0 |
| 7 | 12.8 | 60 | 109,7 | 500 | 914,0 | 4000 | 7312,0 |
| 8 | 14,6 | 70 | 128,0 | 600 | 1096,8 | 5000 | 9140,0 |

### Table de conversion des vitesses.

| MÈTRES par seconde. | NŒUDS. | MILLES PAR JOUR | KILOMÈTRES par heure. |
|---|---|---|---|
| 1 | 1,9 | 46,5 | 3,6 |
| 2 | 3,9 | 93.0 | 7,2 |
| 3 | 5,8 | 139,5 | 10.8 |
| 4 | 7,8 | 186,0 | 14,4 |
| 5 | 9,7 | 232,5 | 18,0 |
| 6 | 11,6 | 279,0 | 21,6 |
| 7 | 13.6 | 325,5 | 25,2 |
| 8 | 15,5 | 372,0 | 28,8 |
| 9 | 17,5 | 418,5 | 32,4 |
| 10 | 19,4 | 465,0 | 36,0 |

### Table de conversion des températures.

F = Fahrenheit. C = Centigrade. R = Réaumur.

$$\frac{F - 32}{9} = \frac{C}{5} = \frac{R}{4}.$$

| F. | C. | F. | C. | F. | C. | F. | C. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 16 | —8,9 | 36 | 2,2 | 56 | 13,3 | 76 | 24,4 |
| 17 | —8,3 | 37 | 2,8 | 57 | 13,9 | 77 | 25,0 |
| 18 | —7,8 | 38 | 3,3 | 58 | 14,4 | 78 | 25,6 |
| 19 | —7,2 | 39 | 3,9 | 59 | 15,0 | 79 | 26,1 |
| 20 | —6,7 | 40 | 4,4 | 60 | 15,6 | 80 | 26,7 |
| 21 | —6,1 | 41 | 5,0 | 61 | 16.1 | 81 | 27,2 |
| 22 | —5,6 | 42 | 5,6 | 62 | 16,7 | 82 | 27.8 |
| 23 | —5,0 | 43 | 6.1 | 63 | 17.2 | 83 | 28,3 |
| 24 | —4,4 | 44 | 6,7 | 64 | 17,8 | 84 | 28,9 |
| 25 | —3,9 | 45 | 7,2 | 65 | 18,3 | 85 | 29,4 |
| 26 | —3,3 | 46 | 7.8 | 66 | 18.9 | 86 | 30,0 |
| 27 | —2,8 | 47 | 8,3 | 67 | 19,4 | 87 | 30,6 |
| 28 | —2,2 | 48 | 8,9 | 68 | 20,0 | 88 | 31,1 |
| 29 | —1,7 | 49 | 9,4 | 69 | 20,6 | 89 | 31,7 |
| 30 | —1,1 | 50 | 10,0 | 70 | 21,1 | 90 | 32,2 |
| 31 | —0,6 | 51 | 10,6 | 71 | 21,7 | 91 | 32.8 |
| 32 | 0,0 | 52 | 11,1 | 72 | 22,2 | 92 | 33,3 |
| 33 | 0,6 | 53 | 11,7 | 73 | 22.8 | 93 | 33,9 |
| 34 | 1,1 | 54 | 12,2 | 74 | 23.3 | 94 | 34.4 |
| 35 | 1,7 | 55 | 12,8 | 75 | 23.9 | 95 | 35,0 |

# INDEX ALPHABÉTIQUE

# TABLE DES MATIÈRES

## DEUXIÈME PARTIE

## LES RÉSULTATS

6923.-22 — CORBEIL. — IMPRIMERIE CRÉTÉ.

